

Petrografía, geoquímica, petrofábrica y paleomagnetismo de la Toba de San Felipe en la región de Cataviña, Baja California, México

Angel Enrique Olguín-Villa¹, Jesús Roberto Vidal-Solano¹ y Joann Miriam Stock²

¹Departamento de Geología, Universidad de Sonora,
Blvd. Rosales y Luis Encinas S/N, Hermosillo, Sonora, México, 83000.

²Seismological Laboratory, California Institute of Technology,
1200E California Blvd., Pasadena, California, USA, 91125.

*jrvidal@ciencias.uson.mx

RESUMEN

Un depósito de corriente piroclástica densa ha sido reconocido dentro de la secuencia del Mioceno medio en la región de Cataviña, península de Baja California. Se trata de una ignimbrita riolítica poco soldada de reducido espesor (<30 m), que corresponde a facies distales al punto de emisión. Presenta una asociación mineral, de sanidina>clinopiroxeno verde>fayalita, idéntica a la encontrada en otros afloramientos de esta naturaleza en el NW de México. Los estudios geoquímicos muestran, por un lado, la afinidad hiperalcalina de la lava riolítica, definiendo que se trata de la variedad comendita y, por otro lado, que las concentraciones más altas de Sr y Ba son un rasgo distintivo en esta ignimbrita de Cataviña, siendo asociadas a la incorporación de xenocristales durante su emplazamiento. El estudio paleomagnético en este depósito muestra, al igual que el geoquímico, que es correlacionable con la Toba de San Felipe-Ignimbrita de Hermosillo (TSF-IGH). La ocurrencia de este depósito en la región de Cataviña define el margen oeste de los vestigios de la TSF-IGH en el NW de México y la parte más austral de esos afloramientos en Baja California. El mapa de isopacas y los resultados de petrofábrica y fábrica magnética de este estudio hacen posible un modelo de emplazamiento para la TSF-IGH en donde se considera que el flujo piroclástico provino de Sonora invadiendo el área de este a oeste.

Palabras clave: ignimbrita hiperalcalina, Toba de San Felipe, Cataviña, Baja California.

ABSTRACT

A pyroclastic density current deposit has been recognized within the middle Miocene sequences in the Cataviña region, Baja California. The rhyolitic deposit is a poorly welded ignimbrite and has reduced thicknesses (<30 m), corresponding to distal facies from the source area. The mineral assemblage sanidine>green clinopyroxene>fayalite is analogous to that of all ignimbrite deposits of this nature in northwestern Mexico. Geochemical studies emphasize, first, the peralkaline character defining a comendite variety for the rhyolitic magma, and second, that higher concentrations of Sr and Ba are distinctive features of the Cataviña ignimbrite, which are related to the incorporation of xenocrysts during its emplacement. Paleomagnetic and geochemical studies correlate this deposit with the Tuff of San Felipe-Ignimbrite of Hermosillo (TSF-IGH). These outcrops represent the westernmost remains of the TSF-IGH event in NW Mexico and the southernmost outcrops in Baja California. The isopach map, petrofabric and magnetic fabric results of this work make possible a model for the TSF-IGH emplacement, which considers that the pyroclastic flow came from Sonora invading the area from east to west.

Key words: peralkaline ignimbrite, Tuff of San Felipe, Cataviña, Baja California.

INTRODUCCIÓN

La Toba de San Felipe (TSF, Stock *et al.*, 1999) es una ignimbrita (clasificación según Branney y Kokelaar, 2002) riolítica del Mioceno medio (*ca.* 12 Ma), de gran extensión geográfica, originalmente reconocida en Baja California (BC) dentro de una zona ubicada entre Puertecitos, San Felipe y la Sierra San Pedro Mártir (Figura 1). Está fuertemente soldada, en algunas localidades con presencia de facies reomórficas y presenta siempre un vitrófiro negro en la base (Stock *et al.*, 1999). En el Estado de Sonora, este depósito ha sido identificado formando parte de una secuencia volcánica del Mioceno medio en una región más amplia, que comprende la parte central de Sonora, donde la ignimbrita aflora intermitentemente dentro de miles de kilómetros cuadrados (Figura 1), desde Rayón al norte, el Río Yaqui al oriente, Bahía de Kino al occidente y la Sierra Libre al sur (Bennett *et al.*, 2008; Gómez-Valencia *et al.*, 2008; Gómez-Valencia, 2011; Palomino-Medina y Vidal-Solano, 2009; Barrera-Guerrero y Vidal-Solano, 2009, 2010; Vidal-Solano *et al.*, 2010; Barrera-Guerrero, 2012). Sin embargo, una amplia y completa cobertura de este depósito está mejor representada en los alrededores de la ciudad capital donde se le ha denominado Ignimbrita de Hermosillo (IGH, Paz-Moreno *et al.*, 2000; Vidal-Solano *et al.*, 2005; Vidal-Solano *et al.*, 2007; Barrera-Guerrero y Vidal-Solano, 2010; Barrera-Guerrero, 2012).

Investigaciones petrológicas anteriores enfocadas al estudio de un evento volcánico ocurrido durante el Mioceno medio en Sonora y Baja California, con una peculiar afinidad

hiperalcalina (Vidal-Solano y Stock, 2010; Vidal-Solano, 2012), han permitido correlacionar la Toba de San Felipe con la Ignimbrita de Hermosillo, mostrando que se trata de una misma unidad (TSF-IGH) y, que esta pertenece a la suite volcánica de carácter hiperalcalino que ocurre en Sonora (Vidal-Solano *et al.*, 2013). Los resultados del presente trabajo, reportan nuevos afloramientos para esta unidad en el área de Cataviña, Baja California (Figura 2), dentro de las cartas topográficas 1:50,000 de INEGI H11-D17 (San Simón) y H11-D27 (La Bocana), que los ubican, hasta la fecha, como el límite sur de las manifestaciones de la TSF-IGH conocidas en BC. Con el fin de llegar a un mejor conocimiento del significado de este peculiar volcanismo en la región, se presenta en este manuscrito la ubicación en el espacio y tiempo de los productos piroclásticos, una caracterización petrológica y una correlación paleomagnética y geoquímica con la Toba de San Felipe, anteriormente reportada en BC (Stock *et al.*, 1999), Isla Tiburón (Oskin, 2002) y otras localidades en Sonora para, finalmente, proponer un modelo de emplazamiento en la región indicando su proveniencia.

MARCO TECTÓNICO REGIONAL

Desde el Mesozoico hasta el Mioceno medio, la geología del suroeste de América del Norte fue dominada por la subducción de una placa oceánica al oeste de California (Atwater, 1970). Durante el Mesozoico medio, la placa Farallón-Kula subduce hacia el Este por debajo de América

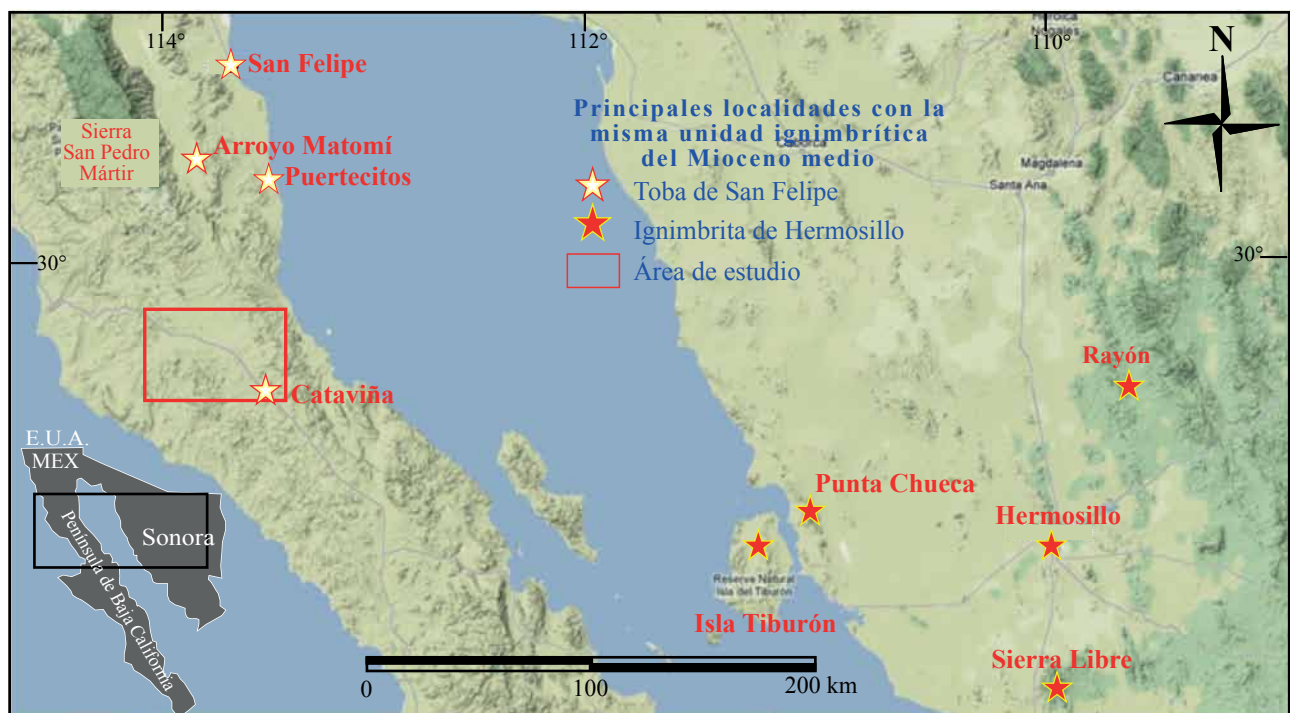


Figura 1. Localización del área de estudio y ubicación en el NW de México de las principales localidades con la unidad ignimbrítica estudiada.

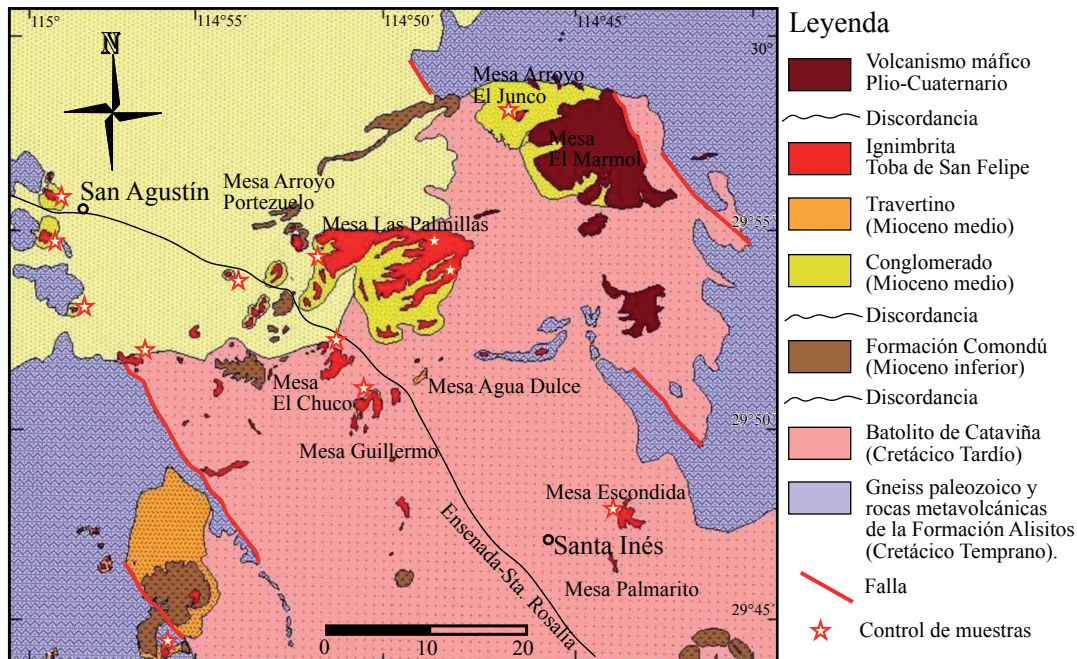


Figura 2. Mapa Geológico del área de estudio, Cataviña, Baja California (Olguín-Villa, 2010).

del Norte, formando una zona de subducción continua desde Canadá hasta el sur de México (Atwater, 1989). Desde entonces, la historia geológica de la península de Baja California ha sido ligada a la evolución del margen occidental de la placa de Norteamérica. Durante el Oligoceno, un fragmento de la dorsal del Pacífico Oriental llega a la trinchera de subducción, generando la formación de microplacas y la aparición de un punto triple que, durante el Mioceno, migró hacia el sur (Atwater, 1970). Aproximadamente a los 25 Ma, entre la fractura de Mendocino y la zona de fracturas de Murray, la fragmentación de la placa Farallón-Kula genera la formación de la microplaca de Guadalupe e induce una nueva fase de actividad magmática dando como resultado el magmatismo calcoalcalino del arco continental Comondú (Pallares, 2007), establecido entre Sonora y Baja California, cerca de la actual costa oriental del Golfo de California. Posteriormente, en el Mioceno medio (*ca.* 12.5 Ma), el cese de la subducción de la microplaca de Guadalupe se traduce en el desarrollo de un límite transformante entre la placa Pacífica y la de Norteamérica a lo largo del margen occidental de Baja California. Este proceso incorporó tanto al resto inactivo de las microplacas oceánicas, como a la península de Baja California en la placa Pacífico (Atwater, 1989). Finalmente, la apertura del Golfo de California, ocurrió en algún momento después de los 12.5 Ma a raíz de un salto del punto triple, que generó el desplazamiento de la península de Baja California. En este último proceso se conoce que hay de 500 a 600 km de desplazamiento entre las placas Pacífico y Norteamérica, sin embargo, sólo de 300 a 350 km han sido acomodados por las fallas del Golfo, el resto debe encontrarse distribuido entre las fallas ubicadas al oeste de Baja California (Tosco-Abreojos, Stock y Hodges, 1989) y/o

la Provincia de Sierras y Valles paralelos en Sonora (Gans, 1997). Finalmente, la transferencia de Baja California a la placa del Pacífico es evidenciada por la formación de una nueva corteza oceánica en la boca del Golfo a partir de los 3.5 Ma (Oskin *et al.*, 2001).

MARCO GEOLÓGICO

Basamento pre-Cenoicoico

En Cataviña, el basamento cristalino genera morfologías suaves con un intemperismo en cáscaras de cebolla típico de la denudación de rocas granitoides. El basamento comprende una serie de rocas graníticas cretácicas, emplazadas en rocas metasedimentarias paleozoicas y mesozoicas (Figura 2). Estas últimas han sido identificadas a lo largo de la península de Baja California como representativas de un arco volcánico insular (Busby *et al.*, 1998). Al menos tres fases tectónicas han sido reconocidas en la evolución del margen de Baja California. La primera fase tectónica consta de un sistema de arco intraoceánico altamente extensional, la segunda comprende una franja de arco de ligera extensión y la tercera corresponde a un sistema de arco continental de tipo compresional (Busby *et al.*, 1998).

El Batolito de Cataviña

El Batolito Peninsular de edad Cretácica se encuentra bien expuesto en la península de Baja California, en el área de Cataviña (Figura 2). Este batolito presenta una excelente relación entre el emplazamiento de un cuerpo intrusivo de gran volumen, su exhumación y el depósito

de los sedimentos resultantes en cuencas antearco. Estos granitoides han sido estudiados anteriormente (Gastil, 1983, Ramos-Velázquez *et al.*, 2010) y estudios detallados sobre el batolito peninsular de la Sierra San Pedro Mártir, con edades obtenidas por diferentes métodos radiométricos (U-Pb, Ar-Ar y trazas de fisión en apatito) han sido publicados por Ortega-Rivera *et al.* (1994, 1997) y Ortega-Rivera (2003).

Arco volcánico insular Alisitos

La Formación Alisitos, definida por Santillán y Barrera (1930), se compone de unidades volcano-sedimentarias del Cretácico Temprano que afloran discontinuamente en la porción occidental del Estado de Baja California Norte. Su principal manifestación se encuentra cerca del Rancho Alisitos, en el Valle de Santo Tomás, y cerca de la región de Cataviña. En el presente trabajo fue posible reconocer en las áreas aledañas a San Agustín (Figura 2), algunas rocas que pueden pertenecer a la parte superior del miembro F propuesto en la región por Almazán-Vasquez (1988). Éstas ocurren en forma de lomeríos color café oscuro, que se componen principalmente por flujos de lava porfírica andesítica-dacítica de plagioclasa, con una alteración intensa a clorita y epidota.

Arco volcánico continental Comondú

La Formación Comondú ocurre de manera discordante al basamento cristalino, está conformada por una serie de lavas calcoalcalinas del Oligoceno-Mioceno, que representan la evolución típica de un arco volcánico continental y de su cuenca antearco (Pallares *et al.*, 2008). En la región de estudio estas manifestaciones son más evidentes y voluminosas al N-NE de Cataviña y, al sur, en el campo volcánico de Jaraguay. Una descripción detallada de esta formación en su localidad tipo se encuentra en los trabajos de Umhoefer *et al.* (2000) y Pallares *et al.* (2008). Las rocas que se correlacionan con la formación Comondú ocurren en la región de Cataviña sobreyaciendo discordantemente al basamento pre-Cenozoico (Figura 2). Estas corresponden a derrames de andesita con un carácter petrográfico de serie calcoalcalina de margen continental. La textura es, en la mayoría de los casos, porfírica con fenocristales de plagioclasa que muestran una zonación muy desarrollada. Los ferromagnesianos son esencialmente ortopiroxeno, clinopiroxeno y anfíbol. El olivino, cuando se encuentra, presenta una aureola de reacción con piroxeno. La matriz es por lo regular muy fina y a veces vítrea.

Unidades sedimentarias neógenas

Conglomerados polimícticos

Unidades clásticas son comunes en el área de estudio. Estas se conforman principalmente por conglomerados que yacen en discordancia sobre el basamento cristalino los

cuales, a su vez, están acompañados por un travertino que se encuentra, por lo regular, cubierto por la unidad ignimbrítica hiperalcalina (Figura 2, Olguín-Villa, 2010). Esta unidad conglomerática es rítmica y de gradación normal en la región de San Agustín, donde los conglomerados ocurren con espesores de hasta 45 m y se intercalan con areniscas de grano grueso y lentes arenosos con abundantes carbonatos. En la cima, justo debajo de los depósitos ignimbríticos hiperalcalinos, ocurre un conglomerado polimíctico con abundantes clastos del basamento, tanto del granitoide como de las rocas de metamorfismo regional (esquisto verde) y areniscas silicificadas de color gris oscuro a negro. Además, se observan clastos de entre 2 y 22 cm de andesita porfírica de hornblenda, que en la mayoría de las localidades forma hasta el 50% de los líticos de la unidad clástica que provienen de la erosión del arco Comondú. Otros clastos se asemejan a riolitas fluidales. Los clastos se encuentran sostenidos por una matriz arenosa de color blanco formada por cristales de cuarzo y feldespato. Es común la presencia de horizontes de caliche de hasta 15 cm de espesor.

Travertino

Dentro de la secuencia clástica, en algunas localidades, ocurren capas silíceas y calcáreas de color blanco de hasta cuatro metros de espesor. Un estudio petrográfico de las muestras de San Agustín (Figura 2) fue realizado por la Dra. Olivia Pérez Ramos especialista en micropaleontología del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora. Dicho estudio (contenido en Olguín-Villa, 2010) reveló que se trata de rocas sedimentarias químicas compuestas por una caliza de grano fino parcialmente silicificada (con parches de calcedonia) y gran abundancia de materia orgánica; la textura es cavernosa y porosa, y se nota la presencia de restos algáceos y de pequeñas estructuras esféricas semejantes a calciesferas. La caracterización petrológica permite establecer un ambiente de depósito de tipo marino somero y/o lacustre continental, con influjo de manantiales termales que aportaron sílice.

La Toba de San Felipe

Los afloramientos de la Toba de San Felipe en la región entre San Agustín y Cataviña, ocurren en forma de mesas que se adelgazan hacia el oeste (Figura 2 y 3a). Estos remanentes de erosión se restringen a depósitos de ignimbritas con características muy similares. Se caracterizan, de manera general, por la presencia en la parte inferior de depósitos de oleadas poco soldados (capa basal) de color beige a gris y ricos en pómez (Figura 3b), seguidos por facies vitroclásticas poco soldadas donde se desarrollan columnas de enfriamiento (Figura 3c); el soldamiento es mayor hacia la cima, hasta generar niveles masivos eutaxíticos de color rosa a marrón en la parte media del derrame, los cuales, finalmente son cubiertos por facies tobáceas poco soldadas de tonos pastel (Figura 3e, Olguín-Villa, 2010).



Figura 3. a: Vista panorámica oriental de los afloramientos ignimbríticos estudiados en la región de Cataviña. Mesas Las Palmillas; b: Facies de base de la ignimbrita en la Mesa Arroyo Portezuelos; c: Columnas de enfriamiento en la ignimbrita de la Mesa Agua Dulce (Mesas Las Palmillas); d: Ignimbrita poco soldada con lapilli de pómez color blanco, beige y líticos centimétricos. e: Aspecto de las muestras de mano en la facies de la cima de la Mesa Agua Dulce; se observan algunos líticos embebidos en la matriz de la roca.

TÉCNICAS ANALÍTICAS

La preparación gruesa de las muestras para análisis geoquímicos fue realizada en el laboratorio de preparación de roca de la Estación Regional del Noroeste (ERNO) de la Universidad Autónoma de México. Este consistió en un triturado de la muestra para obtener gravilla, un cuarteo de la gravilla, una minuciosa y muy cuidadosa separación manual de los líticos presentes en los depósitos piroclásticos. El pulverizado fue llevado a cabo en el Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, usando un contenedor de ágata. Los análisis de elementos mayores, fueron obtenidos por ICP-AES y los de elementos traza por ICP-MS en el laboratorio comercial CHEMEX en Vancouver, Canadá. Los errores analíticos son de 1–3% para elementos mayores y de 3% para elementos traza. La preparación de las muestras para el estudio de fábrica magnética y paleomagnetismo se realizó en el *Paleomagnetism Laboratory* del Instituto Tecnológico de California (Caltech), al igual que los análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética y desmagnetización por campos magnéticos alternos (Olguín-Villa *et al.*, 2009a; Olguín-Villa *et al.*, 2009b).

RESULTADOS

Petrografía de la TSF

El estudio petrográfico de la Toba de San Felipe se desarrolló a partir de 35 láminas delgadas correspondientes a las cuatro diferentes litofacies (capa basal, nivel vitroclástico, nivel medio eutaxítico soldado y nivel poco soldado de cima) presentes en la columna de enfriamiento del depósito ignimbrítico. Estos depósitos son fuertemente vítreos, contienen menos del 10% de cristales y presentan texturas vitroclásticas y eutaxíticas. La asociación mineral que ocurre de manera consistente en todos los niveles de la TSF se caracteriza por fenocristales de sanidina, clinopiroxeno verde de tipo ferrohedenbergita y fayalita (Figura 4a). La fase mineral predominante es el feldespato alcalino, que ocurre en fenocristales lípidos, sub-automorfos (por lo regular rotos) y menores a 7 mm. Los olivinos férricos de tipo fayalita ocurren como cristales de color miel que normalmente se tornan rojizos por la oxidación. Destaca la relación mineral entre el clinopiroxeno verde, óxidos de hierro-titanio y zircón que son envueltos por ferromagnesianos (Figura 4b).

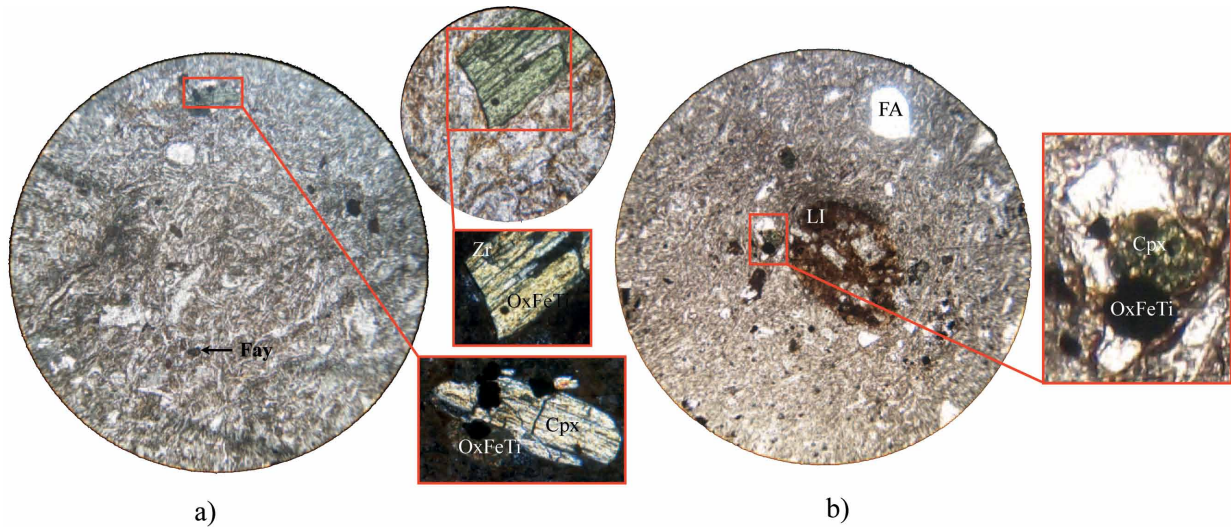


Figura 4. Secciones delgadas representativas de la Ignimbrita Toba San Felipe en Cataviña: a) Nivel de base soldado, vitrófiro de la Mesa El Chuco (MEC09-04); Fay: fayalita; Zr: zircón; FA: feldespato alcalino; OxFeTi: óxidos de hierro y titanio; Cpx: clinopiroxeno, LI: Líticos. Los círculos son vistas en luz natural y con un aumento de 25x; los recuadros son vistas con luz polarizada. b) Nivel masivo medio del depósito (Muestra SA09-05 de la Mesa Redonda); facies soldada con líticos máficos del sustrato y asociación mineral FA-Cpx-OxFeTi. Luz natural, aumento 25x, diámetro del campo visual 1 cm.

La litofacies inferior presenta una matriz vitroclástica muy cargada en líticos, señalando el inicio del depósito en los afloramientos. Los líticos llegan a ser centimétricos y corresponden a una andesita porfírica de plagioclasa. En este nivel ocurren también xenocristales de anfíbol no mayores a los 0.4 mm, que fueron arrastrados del sustrato. En las láminas delgadas de la facies del nivel soldado de la base, se observa un bajo porcentaje de líticos y xenocristales, texturas vitroclásticas de color café, que varían hasta eutaxíticas sin llegar a tener el temple suficiente para formar un vitrófiro. La litofacies soldada media del depósito es de una textura masiva y eutaxítica. En esta facies se presenta el nivel más soldado de la TSF, que se caracteriza por una textura fluidal, altamente soldada, con algunos fiammes y glomeropórpidos de fayalita-clinopiroxeno-óxidos de Fe-Ti (Figura 4b). Además, se encuentra una amplia variedad de xenocristales como plagioclasa, oxihornblenda, biotita y xenolitos máficos porfíricos de plagioclasa. Estos rasgos prueban un aumento de energía y temperatura en el flujo piroclástico. Por último, la litofacies tobácea superior es representada en sección delgada por una matriz vitroclástica con presencia de fragmentos de pómez, fenocristales muy pequeños (<0.3 mm) y una escasez o ausencia de óxidos de hierro-titanio.

Geoquímica de la TSF

Catorce muestras representativas de la TSF en el área de estudio fueron seleccionadas para la determinación de elementos mayores y traza (Tabla 1). De igual forma fueron analizadas, para su comparación, seis muestras de la TSF obtenidas en la parte norte, en las localidades cercanas de la región de San Felipe, en donde esta unidad ocurre limitada

por unidades volcánicas subyacentes y sobreyacentes. Todos los valores de los elementos mayores fueron recalculados al 100% en base anhidra para el estudio geoquímico.

Elementos mayores

Los resultados de los análisis de óxidos mayores y la norma CIPW se presentan en la Tabla 1. Las muestras analizadas de la TSF tanto en la región de Cataviña, como en la región de San Felipe, son de composición riolítica, tienen altos valores de SiO₂ (mayores a 75 wt%), son ricas en álcalis (8 a 11 wt%, Figura 5a), con K₂O siempre superior al Na₂O y, muestran bajos contenidos en Al₂O₃ (12 wt%). Los elementos como CaO, P₂O₅, MgO y TiO₂ siempre tienen valores muy bajos (<0.1 wt%) en estos depósitos. Los altos contenidos en FeO total (de 1.9 a 2.2 wt%) clasifican a estas rocas, dentro del grupo de las rocas hipercalcalinas, como comenditas (MacDonald y Bailey, 1973; MacDonald, 1974; Le Maitre, 2002; Vidal-Solano *et al.*, 2008) (Figura 5b y 5c).

Elementos traza

Las concentraciones de los elementos traza son ilustradas con base en los diagramas de la Figura 5d y 5e. Los espectros de elementos de las Tierras Raras normalizados a condrita para la TSF en Cataviña, incluyendo a las pómez analizadas, muestran un fuerte enriquecimiento en elementos de las Tierras Raras ligeras, una marcada anomalía negativa en europio y una tendencia plana en los elementos de las Tierras Raras pesadas (Figura 5d). Ambas muestras graficadas en el diagrama multielemental normalizado al manto primitivo (Figura 5e), presentan espectros muy similares entre sí, con enriquecimiento en los elementos incompatibles y un patrón irregular, marcado por pronunciadas anomalías negativas en Ba, Sr, P y Ti. Con el fin de discutir y discriminar químicamente los depósitos ignim-

Tabla 1. Concentraciones de elementos mayores, minerales normativos (norma CIPW) y elementos traza de la ignimbrita Toba de San Felipe en Cataviña. Q: cuarzo; or: ortoclasa; ab: albita; an: anortita; ne: nefelina; c: corindón; di: diopsida; hy: hiperstena; wo: wollastonita; ol: olivino; mt: magnetita; il: ilmenita; hem: hematita; ap: apatito.

Muestra	POR08- 07AU	POR08- 02U	JUN08- 03U	JUN08- 02UB	JUN08- 02U	SA09- 01C	SA09- 01AG	SA09- 01AR	SA09- 11B	SA09- 012D	SA09- 012E	SA09- 012F	SA09- 20B	SA09- 21B	AM08- 01B	CSR08- 02	DEL08- 01	DEL08- 02B	DEL08- 02C	SSR04- 23
Litofacies	Base surge	Nivel de base	Facies media	Pómez blanca	Pómez blanca	Pómez gris	Pómez gris	Pómez rosa	Base surge	Nivel de base	Base surge	Base surge	Nivel superior	Base surge	Base surge	Vitróido	Vitróido	Facies media	Base surge	Vitróido
Localidad	Arroyo Portezuelos	Mesa El Junco	San Agustín																	Sierra San Fermin
Lon	709412	709412	714208	714208	714208	689374	689374	689374	689374	689374	692727	689374	691397	691469	690575	694487	708533	708533	708533	708533
Lat	3308830	3308830	3316010	3316010	3316010	3311426	3311426	3311426	3311426	3311426	3312573	3311426	3308497	3308497	3373762	3414610	3402097	3402097	3402097	3402097
<i>Elementos mayores wt%</i>																				
SiO ₂	67.4	75.7	74.6	71.2	72.4	71.3	N.D.	69.2	71.7	75.1	74.2	72	74	71.2	71.2	72.3	75	71.9	72.2	74.9
TiO ₂	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	N.D.	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Al ₂ O ₃	13.8	11.9	11.9	12.5	12.3	11.4	N.D.	11	11.8	12.1	12.4	11.8	12.4	12.1	13	12.5	12.9	12.3	12.3	12.6
Fe ₂ O ₃	2.4	1.9	1.8	1.7	1.7	5.8	N.D.	1.9	2	2	2.1	1.9	2.2	2.1	2	1.7	1.8	1.7	1.7	1.8
MnO	0.1	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0.1	N.D.	0	0	0.1	0.1	0	0	0	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0
MgO	1.2	0.2	0.1	0.3	0.1	0.4	N.D.	0.1	0.7	0.3	0.3	0.4	0.2	0.6	0.7	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1
CaO	1.5	0.8	0.6	1.5	0.7	1.4	N.D.	0.6	1.3	1	1	0.8	0.8	1.2	1.1	0.6	0.9	0.6	0.6	0.7
Na ₂ O	3.1	3.8	3.8	3	3.1	3.6	N.D.	2.3	3.2	3.7	3.7	2.9	3.7	3.1	3.4	4.1	3.9	4.4	4.6	3.9
K ₂ O	3.8	4.6	4.7	4.9	5.2	4.3	N.D.	5.4	4.3	4.6	4.5	4.8	4.6	4.1	4.2	3.8	4.8	3.5	3.3	5
P ₂ O ₅	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0	0	0	0.1	0.1	0	0	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0
LOI	6.6	1	1.2	4.7	3.3	N.D.	N.D.	N.D.	3.6	1.2	0.8	4.2	0.9	4.9	4.6	4.5	-0.3	3.9	3.3	1
Total	100	99.9	98.8	99.9	98.9	98.3	N.D.	90.6	98.9	100	99.3	99.1	99	99.4	100.5	99.9	99.2	98.5	98.2	100.2
<i>Norma CIPW</i>																				
q	29.8	32.6	32.0	31.2	32.2	28.2	N.D.	35.4	32.4	32.2	31.4	34.0	31.4	34.3	31.2	31.7	30.1	31	30.8	29.9
or	24.2	27.8	28.8	30.8	32.6	26.4	N.D.	35.6	27.1	27.8	27.6	30.6	28	25.9	26.2	23.7	28.8	22	20.6	29.8
ab	30.1	34.9	35.4	28.7	29.5	33.2	N.D.	23.3	31.0	33.9	34.3	28.1	34.6	29.4	32.2	38.9	35.5	42	43.7	35.9
an	8.0	1.9	1.6	6.6	3.7	2.6	N.D.	3.3	5.2	2.9	3.7	4	3.5	6.2	5.8	3.1	3.6	3.2	3.2	2
ne	0	0	0	0	0	0	N.D.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
c	2.2	0	0	0	0.3	0	N.D.	0.4	0	0	0	0.4	0	0.6	1	0.6	0	0.2	0.1	0
di	0	1.1	0.6	1.1	0	3.6	N.D.	0	1.3	1.4	0.9	0	0.2	0	0	0	0.6	0	0	0.7
hy	3.6	0	0	0.3	0.3	3.9	N.D.	0.4	1.3	0.1	0.3	1.3	0.5	1.8	2	0.6	0	0.3	0.3	0
wo	0	0.3	0.3	0	0	0	N.D.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.1	0	0	0.2
ol	0	0	0	0	0	0	N.D.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
mt	1.4	0.4	0.2	0	0	1.8	N.D.	0.4	0.5	0.5	0.8	0.3	0.9	0.8	0.2	0	0.2	0	0	0.3
il	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	N.D.	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2
hem	0.4	0.9	1	1.2	1.2	0	N.D.	1	0.9	0.8	0.7	1	0.6	0.7	1.1	1.2	1	1.2	1.2	1
ap	0	0	0	0	0	0.1	N.D.	0	0	0.1	0.1	0.1	0.1	0	0	0	0	0	0	0

continúa

Tabla 1 (continuación).

Muestra	POR08- 07AU		JUN08- 03U		JUN08- 02UB		JUN08- 02U		SA09- 01C		SA09- 01AG		SA09- 01AR		SA09- 11B		SA09- 012D		SA09- 012E		SA09- 012F		SA09- 20B		SA09- 21B		AM08- 01B		CSR08- 02		DEL08- 01		DEL08- 02C		SSF04- 23	
Litofacies	Base surge	Nivel de base	Facies media	Pómez blanca	Pómez blanca	Pómez blanca	Pómez blanca	Pómez blanca	Facies media	Pómez gris	Pómez rosa	Base surge	Base surge	Base surge	Nivel base	Base surge	Base surge	Nivel superior	Base surge	Base surge	Base surge	Nivel superior	Base surge	Base surge	Facies media	Base surge	Facies media	Base surge	Vitrófilo	Vitrófilo	Facies media	Base surge	Vitrófilo	Vitrófilo	Sierra San Fermín	
Localidad	Arroyo Portezuelos		Mesa El Junco		San Agustín																		Arroyo Matomí		Cuenca Santa Rosa		Delicias									
Elementos traza (ppm)																																				
Rb	132.5	167	169	169.5	170	163	186.5	201	170.5	173.5	170.5	172	171	158	162	169	168	169	169	172	188															
Ba	148	98.6	72.9	74.6	56	148	103.5	32.7	135	160.5	156.5	85.7	123.5	101	102.5	33.6	41.6	37.1	40.2	46.2																
Th	17.9	17.6	18.3	18.4	18.3	18.2	20.2	21.2	19.4	19.7	18.7	20.2	18.7	19.9	17.3	18.1	17.9	17.6	18.1	18.7																
U	4.1	5	5	5.2	5.4	5.1	5.9	6.1	5.3	5.2	5.1	5.7	5	5.3	5	5.5	5.1	5.4	5.6	5																
Nb	21.9	20.9	21.2	21	21.1	21.3	23.7	24.8	22.5	22.7	22.9	23.3	22.9	23.6	20.1	20.8	20.9	20.7	20.6	20.8																
La	48.5	53.4	54	56.1	54.9	54	57.8	60.8	55.3	57.6	56.9	56.4	55.9	58.2	53.3	54.7	55.3	54.4	55.3	67.6																
Ce	114.5	111.5	113.5	120.5	115	111	119	125.5	116	118	116.5	119.5	113.5	119	109.5	113	115	112.5	114	139																
Sr	98.1	44.8	20.9	20.5	10.1	76.1	18.3	7.9	87.2	82.6	81.1	55.5	60.7	57.6	67.7	12.3	14.7	12.1	13.7	18.1																
Nd	45.3	47.4	48.5	51.5	50	49.6	53.6	56.9	50.5	51.6	52.4	52.1	51	54.3	48.1	49.2	49.5	48.8	49.4	61.7																
Sm	9.1	9.1	9.3	10.2	9.5	9.8	10.7	11	9.8	10.1	10.7	10.4	10.6	10.9	9.3	9.3	9.5	9.5	9.5	12																
Zr	301	290	308	300	289	270	359	331	287	302	285	304	272	294	277	288	288	307	286	330																
Hf	9.7	9.5	9.8	9.9	9.4	9.3	11.6	11	9.5	10.3	9	10.1	8.6	9.7	9.2	9.4	9.6	9.7	9.3	9.9																
Eu	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1																
Gd	9.1	9.4	9.3	9.9	9.6	9.6	10.5	11.3	9.9	10.1	10	10.5	9.8	10.6	9	9.2	9.9	9.2	9.2	10																
Tb	1.5	1.5	1.6	1.6	1.6	1.5	1.7	1.8	1.6	1.6	1.5	1.6	1.6	1.6	1.5	1.5	1.6	1.5	1.6	1.6																
Dy	8.4	8.5	8.5	9	8.6	8.6	9.6	10	9	9.3	8.8	9.4	9.1	9.6	8.2	8.6	8.7	8.4	8.6	9.7																
Y	45.8	46	46.2	49.6	47.4	46.1	50.5	53.9	48.5	50	47.3	49.8	46.7	49.8	45.5	46.2	47.6	46.2	46.7	53.8																
Er	5.1	5.2	5.2	5.5	5.3	5	5.8	5.9	5.3	5.5	5.3	5.5	5.5	5.7	5	5.3	5.4	5.1	5.2	5.4																
Yb	4.8	4.9	4.9	5.2	5.1	5	5.6	5.8	5.2	5.3	5.2	5.5	5.3	5.4	4.8	5	5	4.9	4.9	5.6																
Lu	0.8	0.8	0.7	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.9	0.7	0.8	0.8	0.8	0.8	0.9																
Sc	23	21.7	21.6	21.6	21.3	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	20.7	21.2	21.1	20.9	21.3	N.D.																
V	21	23	36	9	N.D.	38	N.D.	N.D.	13	68	65	10	56	18	6	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	3.3																
Cr	10	10	N.D.	N.D.	N.D.	10	N.D.	N.D.	10	10	10	10	10	10	10	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.																
Co	2.1	1.1	0.7	0.7	N.D.	3.2	0.7	0.6	1.9	2.1	2	1.7	1.6	1.2	1.2	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0.4																
Ni	N.D.	N.D.	8	6	N.D.	8	N.D.	N.D.	5	5	5	5	6	5	0	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.																
Zn	106	69	62	72	75	479	70	78	78	78	83	78	78	84	96	76	62	78	78	70.5																
Cs	4.6	3.5	3.2	5.5	5.2	2.7	5.3	5.9	5.3	3.3	3.3	5.2	3.1	4.7	5.4	5	3	5.3	5.6	4																
Ta	1.7	1.6	1.6	1.6	1.6	1.7	1.8	1.9	1.7	1.7	1.7	1.8	1.8	1.9	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	2																
Pb	21	18	19	18	19	16	22	22	24	22	20	24	18	24	23	24	17	23	24	21.3																
Pr	12.4	13.1	13.4	14	13.8	13.2	14.3	15.2	13.6	14.1	14.5	14.1	14.4	15.2	13.3	13.4	13.7	13.5	13.6	16.9																
Ho	1.7	1.8	1.8	1.9	1.8	1.7	1.9	2.1	1.9	1.9	1.8	1.9	1.9	2	1.7	1.8	1.8	1.8	1.8	1.9																

bríticos de Cataviña de los de San Felipe y de Sonora, se crearon diagramas ternarios utilizando los elementos traza incompatibles mejor representados en estas rocas (Figura 6).

Petrofábrica y paleomagnetismo de la TSF

Algunos estudios de fábrica fueron desarrollados con el objetivo de proponer una dirección y un posible punto de salida para los depósitos ignimbríticos hipercalinos de la región de Cataviña. Este estudio fue basado tanto en la distribución de las litofacies, como en elementos

medibles, la orientación preferencial de los líticos en el campo, de los fenocristales presentes en las muestras de mano (previamente orientadas en el afloramiento) y/o los cilindros perforados *in situ*. Una mejor interpretación de la dirección del flujo piroclástico fue posible gracias (1) a la integración de información derivada del análisis de las imágenes satelitales, espesores de las unidades medidos en campo y un modelo digital de elevación (Olguín-Villa, 2010), (2) al establecimiento de isopacas y curvas de distribución de las litofacies del depósito (Sabbeth y Stock, 2012) y (3) al estudio de la fábrica magnética, usando la técnica de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS).

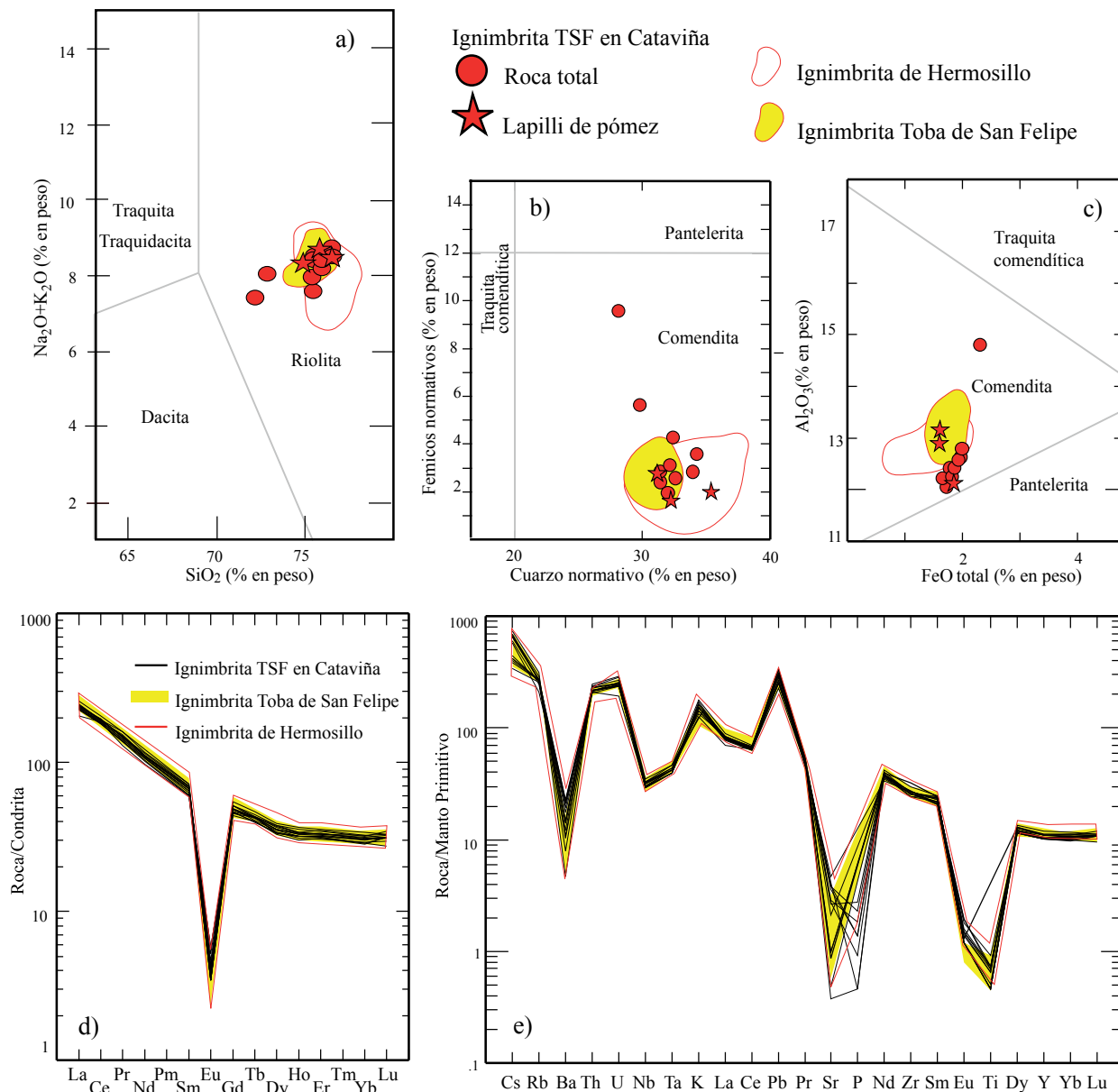


Figura 5. Composición geoquímica del volcanismo de Cataviña y de algunos depósitos de San Felipe. Datos de la Ignimbrita de Hermosillo en Sonora (Vidal-Solano *et al.*, 2005) se reportan para comparación. a) Diagrama álcalis vs. SiO₂ (TAS, Le Maitre, 2002); diagramas de clasificación para rocas hipercalinas (MacDonald y Bailey, 1973; Macdonald, 1974; Le Maitre, 2002); b) Cuarzo normativo vs. minerales ferromagnesianos normativos; y c) FeO total vs Al₂O₃; d) espectros de elementos de las Tierras Raras normalizados a condrita; e) diagrama multielemental normalizado a manto primordial. Valores de normalización según Sun y McDonough (1989).

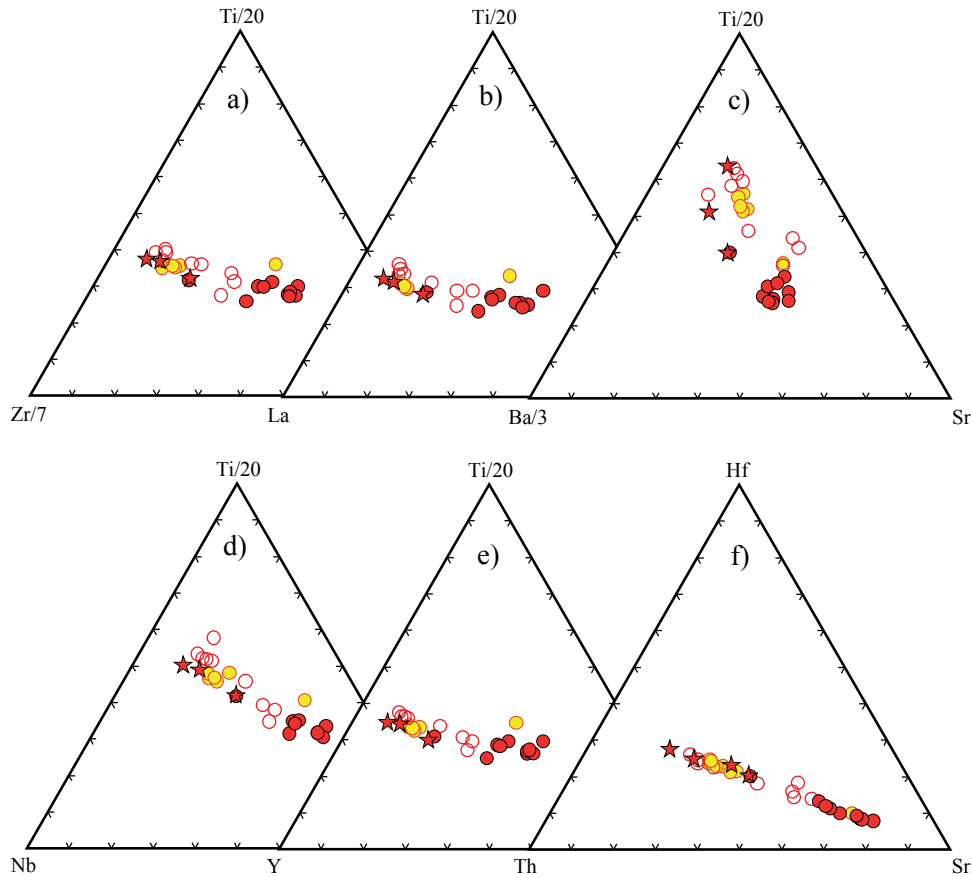


Figura 6. Diagramas ternarios de correlación usando elementos de alto potencial iónico y elementos litófilos de radio iónico grande. El significado de los símbolos es como en la Figura 5.

Anisotropía de susceptibilidad magnética

La anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) de las rocas está relacionada con la distribución preferencial de los minerales, infiriendo que el elipsoide de AMS es coaxial con el de la petrofábrica. Como complemento al estudio de petrofábrica y con el fin de determinar una fábrica magnética en los depósitos, se midió la susceptibilidad magnética de algunas muestras con un equipo MFK1-FA (Figura 7).

La lineación magnética de las muestras estudiadas en el presente trabajo puede ser explicada por la forma oblada del campo que producen los minerales magnéticos presentes en la ignimbrita TSF; esto quiere decir que el eje menor (k_3), es de valor menor que los ejes k_1 y k_2 . De esta manera, los núcleos analizados muestran altos grados de anisotropía y valores dispersos en la susceptibilidad media volumétrica. Los resultados de AMS en la TSF son coherentes con los datos obtenidos en la petrofábrica. Estos fueron interpretados siguiendo el comportamiento propuesto por Hillhouse y Wells (1990), en el cual la imbricación magnética se utiliza únicamente para determinar el sentido del flujo que es indicado por la declinación del eje menor en el hemisferio inferior. La imbricación magnética se deduce en este caso por la orientación de los ejes menores k_3 .

Los resultados de anisotropía de 11 núcleos de una facies soldada basal (muestra SA09-20), ubicada en la loca-

lidad de San Agustín, presentan una orientación preferencial dentro de los rangos de 85° a 135° , con un sentido hacia el NW (Figura 7a). Para la muestra POR08-02, los planos de simetría en la distribución de los ejes principales de anisotropía son perpendiculares al plano de flujo (plano de flujo horizontal, Figura 7a). El plano que pasa por la media o zona de distribución del eje k_3 indica en esta muestra un sentido del flujo hacia el SW. Finalmente, los datos obtenidos para el depósito del Arroyo El Junco (JUN08-06) indican una fuerte inclinación del eje menor k_3 (alrededor de los 40°) el cual, de preferencia, para ser indicador del sentido de flujo, no debiera superar a los 30° con respecto a la horizontal. Sin embargo, esto puede ser explicado por algún proceso posterior al emplazamiento del flujo, o por una pendiente pronunciada en la paleosuperficie al momento del depósito. De cualquier manera, la dirección obtenida en este sitio es entre 140 y 150 SE (Figura 7a).

Remanencia magnética

La desmagnetización de las muestras se llevó a cabo por etapas mediante la aplicación de campos magnéticos alternos a un conjunto de 15 núcleos de la muestra proveniente de la localidad de San Agustín (SA09-15; Figura 7b). Los resultados muestran consistentemente una baja inclinación y una magnetización inversa, las cuales pudieron ser

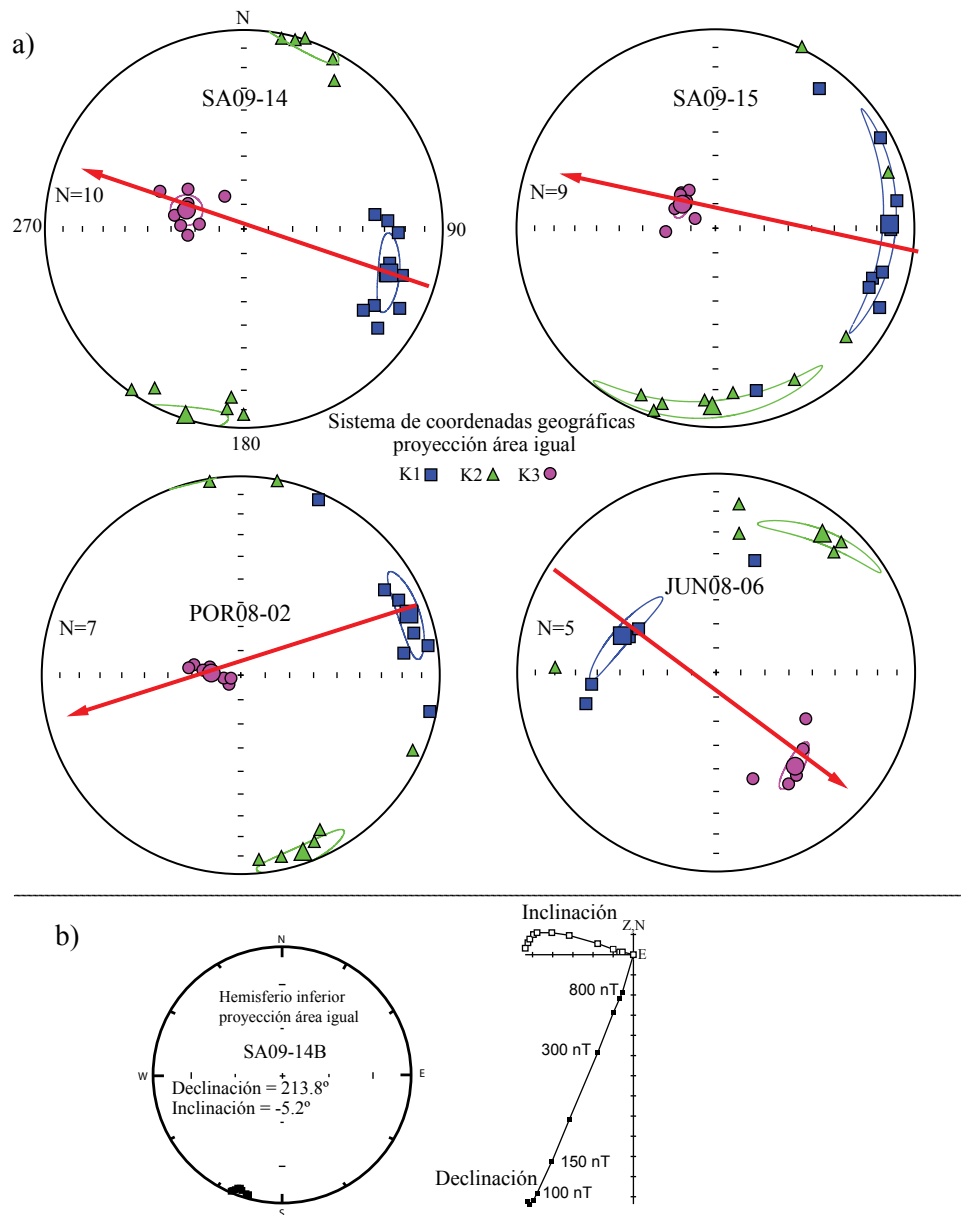


Figura 7. a) Proyección de igual área de los ejes k1, k2 y k3 para los resultados de anisotropía de susceptibilidad magnética en la Ignimbrita TSF; b) Diagramas de remanencia magnética obtenida por desmagnetización en campos alternados. Los resultados muestran consistentemente una baja inclinación y una magnetización inversa.

grabadas durante una transición del campo geomagnético o una excursión geomagnética.

Petrofábrica

Algunas mediciones de dirección fueron tomadas en el campo utilizando la distribución de lapillis de pómez y de algunos líticos que ocurren en los depósitos ignimbíticos de la parte norte de la región de estudio (Figura 8). En la Mesa Redonda, se obtuvieron dos grupos de rangos de orientación de las partículas: uno N40-80W, y otro S70-85W. Para la Mesa La Bachata, las orientaciones medidas *in situ* oscilan entre N20W y N40W, cercanas a las orientaciones con me-

nor frecuencia observadas en la roseta de la Mesa Redonda. Para la Mesa Arroyo El Junco, se obtuvo una dirección de flujo con variaciones de N40E a N60E y, en gabinete, por medio de una muestra previamente orientada (JUN08-01), se encontraron direcciones similares (N39E a N71E). Por otro lado, en el sector de la Mesa Las Palmillas, la dirección de flujo se obtuvo con base en el adelgazamiento progresivo de las litofacies en el depósito, lo cual indicó un flujo general hacia el W-SW (Figura 8).

Los estudios de petrofábrica a una escala más pequeña, fueron realizados considerando partículas milimétricas en la matriz de la TSF (cristales, astillas de vidrio, líticos y ju-

veniles), mediante la metodología establecida por Pacheco-Hoyos *et al.* (2009a, 2009b), que tiene como objetivo la determinación del arreglo que guardan las micropartículas involucradas en el depósito de flujo piroclástico denso. Esta técnica se apoya en el uso de imágenes digitales, obtenidas a partir del escaneo de núcleos de roca orientados y procesadas en una computadora, por medio de un software de tratamiento de imágenes. Esta técnica fue aplicada al análisis de tres muestras del área de Cataviña que provienen de los afloramientos del Arroyo el Junco, de la Mesa La Bachata y del Arroyo Portezuelos (Figura 8). Los resultados obtenidos muestran una dirección general de flujo NW-SE, con orientaciones que varían en rangos de 45° a 90°.

DISCUSIÓN

Correlación con la Toba de San Felipe – Ignimbrita de Hermosillo

Rasgos paleomagnéticos

Una característica clave de la TSF es la presencia de una dirección poco común de remanencia magnética (hacia el SW y casi horizontal, Stock *et al.*, 1999). Esta dirección, inusual, se atribuye a que la erupción ocurrió durante un cambio de polaridad magnética en el planeta y/o a una excursión del campo geomagnético durante la subcróna de polaridad invertida C5r.3r (Gradstein *et al.*, 2012). Esta característica ha permitido su correlación con algunos de los depósitos ignimbíticos que ocurren en Sonora (Oskin *et al.*, 2001; Hernandez-Mendez *et al.*, 2008; Bennett, 2009). De esta misma forma es posible correlacionar el depósito ignimbítico del área de Cataviña con el estudiado en la región de San Felipe y en el interior de Sonora como la Ignimbrita de Hermosillo (Stock, 2006).

Rasgos petrográficos y geoquímicos

La asociación mineralógica anhídrica identificada en este estudio petrográfico de sanidina, clinopiroxeno férrico y fayalita, sin la presencia de plagioclasa, es un excelente marcador petrológico que comparten todas las muestras de la Toba de San Felipe reconocidas tanto en Sonora como en Baja California. Otra analogía en las muestras de la TSF es justificada por la exacta distribución de los contenidos de sus elementos traza en todos los espectros graficados en el diagrama multielemental normalizado con manto primitivo (Figura 5e), que se caracterizan por un enriquecimiento en los elementos incompatibles y un patrón irregular, marcado por pronunciadas anomalías negativas en Ba, Sr, P y Ti, que sugieren un proceso de fraccionamiento de feldespatos y ferromagnesianos.

Una correlación geoquímica para las muestras de la TSF ubicadas tanto en Cataviña como en San Felipe y en Sonora, fue hecha usando diagramas ternarios de los elementos traza incompatibles mejor representados en la ignimbrita. Los elementos utilizados son algunos HFSE

(elementos de alto potencial iónico) con propiedades inmóviles (Nb, Y, Zr, Th, La, Hf, Ti) y elementos incompatibles de tipo LILE (elementos litófilos de radio iónico grande) como el Ba y el Sr. En los diagramas de discriminación de la Figura 6 se observa una buena correlación entre los datos y resalta (1) una buena relación entre las concentraciones de los HFSE y una mayor variación en los valores de Sr; (2) que los contenidos más elevados en Sr se presentan en las rocas de la región de Cataviña (excepto en las pómez), a diferencia de las muestras en San Felipe y (3) que las muestras de la ignimbrita en la región de Sonora se distribuyen entre los dos grupos anteriores.

Una variación en las concentraciones Sr y Ba es observada para las muestras de roca total analizadas en la región de Cataviña (Figura 6c). Estas presentan contenidos más elevados que las pómez analizadas en esos depósitos. Este rasgo geoquímico puede ser asociado a la incorporación de xenocristales durante el emplazamiento del flujo piroclástico. Gracias al conocimiento sobre la típica asociación mineralógica de estas ignimbritas hiperalcalinas estudiadas en Sonora (Vidal-Solano *et al.*, 2007) fue posible en este estudio, mediante un análisis petrográfico, detectar minerales que no corresponden a esta asociación. El estudio petrográfico sistemático de la unidad TSF y de las unidades subyacentes en las que se emplazó esta ignimbrita (rocas sedimentarias, volcánicas y cristalinas del basamento), reveló que ciertos minerales (no asociados a la composición hiperalcalina) de las rocas volcánicas derivadas del arco Comondú son muy similares a los encontrados en muestras de algunas facies de la TSF, habiéndose observado incluso fragmentos pequeños de estas mismas rocas de arco. En particular, la presencia de minerales ferromagnesianos hidratados (anfíbol y oxihornblenda), evidencian el proceso de incorporación de xenocristales. Estas observaciones nos hacen pensar que al momento del depósito de esta ignimbrita, algunos cristales y líticos que se encontraban en el sustrato fueron muestreados e incorporados al flujo piroclástico.

Dirección de emplazamiento de la TSF en Cataviña

La confrontación de los datos derivados de los diferentes estudios de fábrica (distribución de facies en los paleocanales, mediciones *in situ* de pómez y líticos, estudio de la petrofábrica y anisotropía de susceptibilidad magnética) con el mapa de espesores de los depósitos ignimbíticos (isopacas), permite proponer un modelo sobre la dirección de emplazamiento para la ignimbrita TSF en la región de Cataviña. Este modelo considera que la topografía tenía una elevación menor hacia el oeste, formando un amplio valle que ayudó a la dispersión del flujo piroclástico en la región (Figura 8). Se propone además que el flujo piroclástico llegó a la zona por medio de paleocanales que desembocaban en dos puntos ubicados al este. El primero se encontraba en las cercanías de la Mesa El Junco, al NE del área de estudio, donde las mediciones *in situ* de partículas (pómez y líticos)

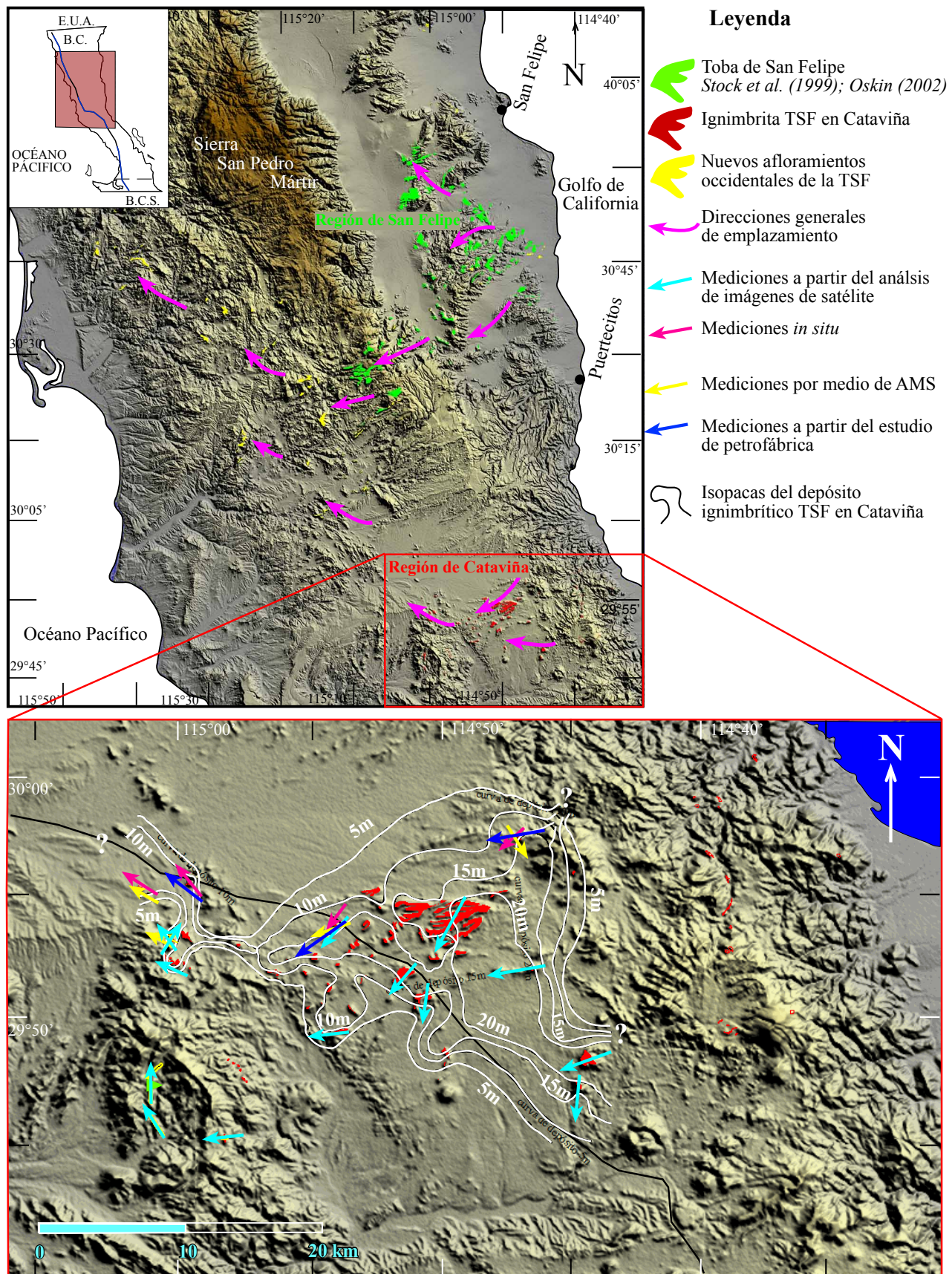


Figura 8. Sentidos de emplazamiento de la ignimbrita Toba de San Felipe en Baja California y en particular en la región de Cataviña, obtenidos a partir de la integración de los datos de vulcanología física mencionados en el texto. Se interpreta el emplazamiento general de la ignimbrita por medio de paleocanales.

y los estudios de petrofábrica indican un depósito desde el NE hacia el SW, mientras que la anisotropía de susceptibilidad magnética indica un sentido de flujo hacia el SE. Esta discrepancia en los valores puede deberse a un abanico de direcciones, que fue producido por la sedimentación de la corriente piroclástica dominada por una amplia dispersión de los piroclastos, como resultado del desfogue del flujo en el valle al salir del paleocanal. El segundo punto se ubicaba al norte de la Mesa Escondida, en la esquina SE del área de estudio. Este representa, de igual manera, una apertura del flujo al salir del cauce de un paleocanal, que fosilizó así el paleovalle. Posteriormente, el flujo avanzó hacia el oeste donde depositó el mayor volumen de piroclastos, como lo revelan espesores de hasta 25 m en los afloramientos orientales. En seguida, la corriente fluyó de manera continua en la misma dirección concentrando el material en lo que hoy es la Mesa Las Palmillas para, más adelante, toparse con afloramientos del basamento cristalino que sirvieron de barrera, desviando el flujo hacia el NW y SW y encausándolo de nuevo en paleocanales como los que se encuentran bien preservados en la Mesa SA09-20 de San Agustín, (Figura 2).

Un nuevo reconocimiento por medio de imágenes satelitales en las regiones circunvecinas permitió el hallazgo de nuevos afloramientos ignimbíticos. Se trata, por un lado, de algunos afloramientos recientemente estudiados por (Bennett, 2009), que fueron depositados en paleocanales en las áreas ubicadas al oeste de la Sierra San Pedro Mártir (SSPM; Figura 8), y por otro lado, de unidades casi ente-

rradas al sur de San Felipe, entre la región de Puertecitos y la región de Cataviña, donde se piensa que la TSF se encuentra en paleocanales y cubierta por productos del volcanismo más joven asociado con la apertura del Golfo de California (Figura 8). Estas observaciones fueron integradas a los resultados obtenidos por Oskin (2002), quien proponía que el flujo piroclástico de la TSF se emplazó hacia el suroeste en la región de San Felipe, bajo una distribución de los afloramientos que culminaba en el extremo sur de la SSPM. Un nuevo modelo general para la distribución en Baja California de la ignimbrita TSF es aquí propuesto, el cual contempla el emplazamiento de la corriente piroclástica densa de este a oeste por medio de al menos tres lóbulos (Figura 9), los cuales comprenden las áreas de San Felipe, Cataviña y Puertecitos (considerando la distribución de los nuevos depósitos reconocidos). En particular, para el emplazamiento del lóbulo norte de la Toba de San Felipe (Oskin, 2002) se considera una continuación más hacia el oeste y suroeste, conectando los depósitos de San Felipe con algunos de los afloramientos ignimbíticos reconocidos en los paleocanales occidentales más allá de la falla de la SSPM (Bennett, 2009).

Contexto geodinámico

Deformación cortical

El conocimiento geológico de las unidades volcánicas y sedimentarias que subyacen a la ignimbrita TSF permite

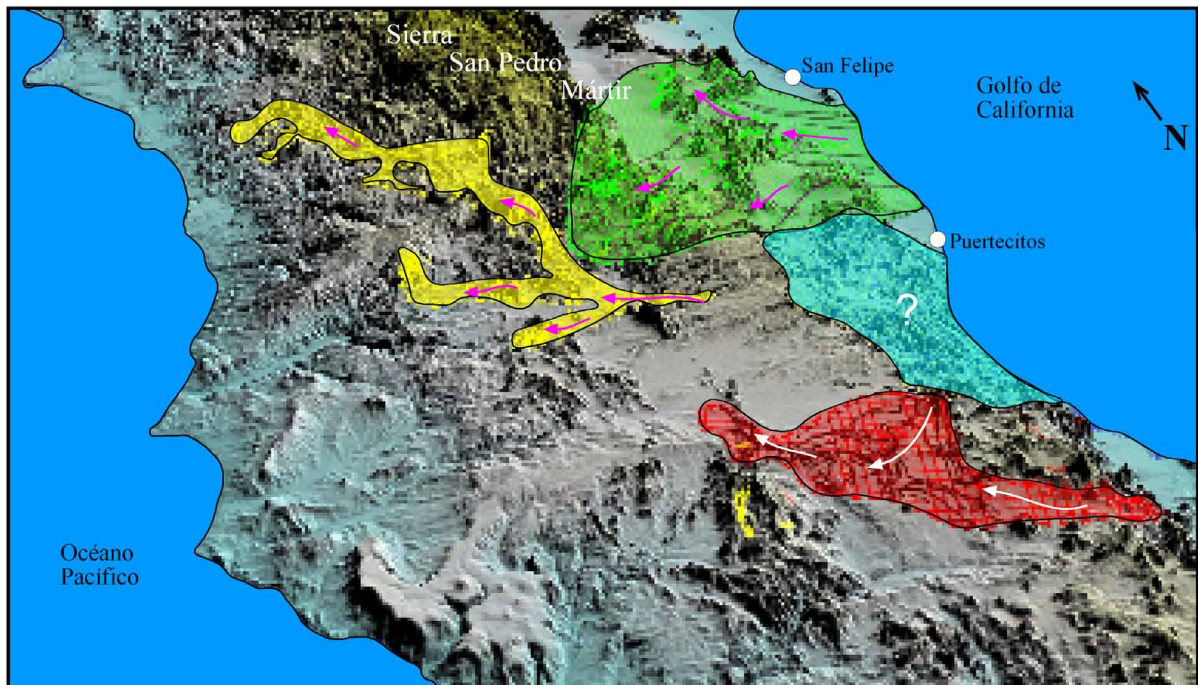


Figura 9. Distribución de afloramientos y modelo de emplazamiento representado en lóbulos para la Toba de San Felipe en Baja California. Lóbulo verde tomado de Oskin (2002); lóbulo amarillo tomado de Bennett (2009); lóbulo rojo tomado de Olguín-Villa (2010); lóbulo azul con signo de interrogación representa los afloramientos de ignimbrita TSF sepultada por productos del volcanismo del Mioceno tardío asociado a la apertura del Golfo de California. Las flechas blancas indican el sentido general de emplazamiento.

reconstituir el marco geodinámico en la región norte de Baja California. El emplazamiento del depósito ignimbrítico TSF en Baja California sugiere que el relieve durante el Mioceno medio tenía una vertiente general hacia el Pacífico (Figura 9). Desde su emplazamiento, los afloramientos de la TSF en la región de Cataviña han permanecido subhorizontales y sin mayor deformación, mientras que los depósitos ubicados en San Felipe han sido posteriormente fallados y fuertemente basculados durante la apertura del Golfo de California.

Los depósitos ignimbríticos TSF en San Felipe han sido identificados hasta una altitud de 1600 m.s.n.m. y han servido como marcadores para identificar levantamiento, subsidencia y rotación en el rift del Golfo de California (Stock *et al.*, 2008, 2011, 2012). En Cataviña este depósito distal de la TSF se encuentra en la zona oriental, arriba de los 850 m de altura, y en la parte occidental, hasta por debajo de los 650 m. Se desconocen las paleoaltitudes, pero se puede sugerir que en Sonora, de donde provenía el flujo piroclástico, la paleosuperficie se encontraba a una altura al menos equivalente a la de los depósitos orientales de Cataviña. Sin embargo, son muy pocos los lugares conocidos en Sonora donde la ignimbrita TSF ocurre a esas altitudes, ya que comúnmente se encuentra por debajo de los 600 m (Vidal-Solano, 2005). Esto indica que la tectónica posterior a *ca.* 12 Ma ha afectado gran parte de Sonora, considerando que los vestigios de este depósito ocurren al oriente por lo menos a 200 km de la línea de costa. De esta manera, los resultados obtenidos en la región de Cataviña podrían ser utilizados también para cuantificar la distensión del Mioceno medio-tardío en Sonora donde se vislumbra la posibilidad de la existencia de fallas maestras, hoy ocultas, que han desplazado grandes bloques corticales y, han sido originadas por el proto-Golfo de California (Vidal-Solano *et al.*, 2013).

Paleotopografía

Las unidades sedimentarias del Mioceno, identificadas subyaciendo a la TSF en la región de Cataviña, indican el desarrollo de una cuenca con registro de una etapa importante de denudación del basamento. Estas unidades, que se depositaron en depresiones planas y continuas con una topografía dominada por pendientes ligeramente inclinadas hacia el oeste y en ambientes lagunares someros y fluviales, fueron preservadas al ser cubiertas por la Ignimbrita TSF durante el Mioceno medio. Este fenómeno de sedimentación continuó posteriormente como lo evidencian los sedimentos de algunas mesas como la Mesa Redonda y Mesa las Palmillas (Figura 2), que presentan brechas sedimentarias con clastos de la misma ignimbrita en la cima y unidades que, en algunas ocasiones, presentan acumulaciones de carbonatos de calcio (caliche) que llegan a tener espesores de hasta 1 metro. Finalmente, la apertura del Golfo de California en el Mioceno tardío se encargó de formar grandes depresiones al este, que impulsaron una fuerte erosión retrogradante en Cataviña, produciendo la morfología en mesas que caracteriza al depósito ignimbrítico de la región (Figura 3a).

CONCLUSIONES

La integración de los resultados obtenidos a partir de los estudios petrológicos y paleomagnéticos permite establecer las siguientes conclusiones: 1) El depósito piroclástico ignimbrítico de la región de Cataviña es correlacionable con la Toba de San Felipe (TSF) y la Ignimbrita de Hermosillo (IGH). Las litofacies de la ignimbrita en la región de Cataviña, a diferencia de las manifestaciones en San Felipe, aunque son soldadas no presentan vitrófiro y tienen un espesor reducido, mostrando que se trata de depósitos distales que representan el límite occidental de los vestigios de la TSF-IGH en el NW de México. 2) La asociación mineral (sanidina>clinopiroxeno>fayalita) y la afinidad geoquímica de los depósitos ignimbríticos riolíticos de la región de Cataviña evidencian su carácter hiperalcalino definiendo que se trata de comenditas. 3) Las concentraciones más elevadas de Sr y Ba, que son un rasgo distintivo en la TSF de Cataviña, son asociadas a la incorporación de xenocristales durante su emplazamiento. Finalmente, se concluye que el emplazamiento de la TSF en Baja California provino de Sonora por medio de paleocanales invadiendo el área de este a oeste.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo deriva de la tesis de licenciatura del primer autor y forma parte de los proyectos de Ciencia Básica CONACYT: 1) #61198 “Estudio de los Mecanismos Eruptivos y de la Petrogénesis del Volcanismo Hiperalcalino en el NW de México (Sonora y Baja California)” y, 2) #180784 “Evolución Geodinámica del Proto-Golfo de California: Énfasis en los vestigios volcánicos del Mioceno en Sonora, México.”, que financiaron también estancias de investigación en el extranjero. El primer autor agradece al titular de los proyectos mencionados, el Dr. Jesús Roberto Vidal Solano, por la dirección de este trabajo y todo el apoyo brindado durante los pasados tres años y a la Dra. Joann M. Stock por la codirección de la tesis de licenciatura, investigación que fue también favorecida por los proyectos NSF EAR 0911761 y NSF EAR 0610011. Se agradece también al Dr. Alain Demant y a los árbitros Dr. Luis Alva Valdivia y Dr. Jose Luis Arce por sus atinadas observaciones y valiosas correcciones. Así mismo a la gente de los laboratorios de Paleomagnetismo (*Paleomagnetism Laboratory*) y Sismología (*Seismological Laboratory*) del Instituto Tecnológico de California (Caltech) por su hospitalidad durante las estancias de investigación realizadas durante los veranos de los años 2008 y 2009; a mis compañeros de licenciatura Ricardo Enrique Ortega Ochoa, Alejandra Marisela Gómez Valencia, Elizard González Becuar, al Quím. Pablo Peñaflor Escárcega por su amabilidad y disposición para la preparación de las muestras en el laboratorio de trituración y pulverizado de la Estación Regional del Noroeste, UNAM. Al Dr. Carlos

Pallares por su valiosa experiencia, orientación y consejos para el trabajo de campo en B.C. Se agradece por fin la hospitalidad y servicios prestados por el RV park San Agustín, en San Agustín, Baja California.

REFERENCIAS

- Almazán-Vázquez, E., 1988, Marco paleo-sedimentario y geodinámico de la Formación Alisitos en la Península de Baja California: Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 7(1), 41-51.
- Atwater, T., 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic evolution of western North America: Geological Society of America Bulletin, 81(19), 3513-3536.
- Atwater, T., 1989, Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America, *en* Winterer, E.L., Hussong, D.M., Decker, R.W. (eds.), The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, The Geological Society of America, The Geology of North America, N, 21-72.
- Barrera-Guerrero, S., 2012, Contribución al estudio del evento volcánico hiperalcalino del Mioceno Medio en el NW de México: Petrología de la Sierra Libre: Universidad de Sonora, tesis de Maestría en Ciencias, Geología, 114 pp.
- Barrera-Guerrero S., Vidal-Solano J.R., 2009, En búsqueda de una explicación para los descomunales volúmenes de riolitas anorogénicas de la Sierra Libre, Sonora, México, *en* XIX Congreso Nacional de Geoquímica: Actas INAGEQ, 15(1), 48-49.
- Barrera-Guerrero S., Vidal-Solano J.R., 2010, Reconocimiento del volcanismo hiperalcalino de edad Mioceno Medio en el NW de México: Un registro completo en La Sierra Libre, Sonora, México, *en* XX Congreso Nacional de Geoquímica, Temixco, Morelos, México: Actas INAGEQ, 16(1), 229-234.
- Bennett, S., 2009, Transensional Rifting in the Late Proto-Gulf of California Near Bahía Kino, Sonora, México: University of North Carolina at Chapel Hill, tesis de maestría, 122 pp.
- Bennett, S., Oskin M., Iriondo A., 2008, Did dextral shear control lithospheric rupture in the Northern Gulf of California? Kinematic and Paleomagnetic evidence from Coastal Sonora, México, *en* 1er Congreso sobre la Evolución Geológica y Ecológica del Noroeste de México, Libro de resúmenes: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste, 121-122.
- Busby, C.J., Smith, D.P., Morris, W.R., Adams, B., 1998, Evolutionary model for convergent margins facing large ocean basins: Mesozoic Baja California (Mexico): Geology, 26(3), 227-230.
- Branney, M.J., Kokelaar, P., 2002, Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites: Geological Society, London, Memoirs, 27.
- Gans, P.B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest México: Tectonics, 16(3), 388-408.
- Gastil, R.G., 1983, Mesozoic and Cenozoic granitic rocks of southern California and western Mexico, *en* Roddick, J.A. (ed.), Circum-Pacific Plutonic Terranes: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Memoir 159, 265-275.
- Gómez-Valencia, A.M., Olguín-Villa, A.E., Vidal-Solano, J.R., Stock J.M., 2008, Estudio de los mecanismos eruptivos del volcanismo hiperalcalino en el Noroeste de México (Sonora y Baja California); 1er Congreso sobre la Evolución Geológica y Ecológica del Noroeste de México, Libro de resúmenes: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste, 111-112.
- Gómez-Valencia, A. M., 2011, Petrografía y geoquímica del volcanismo Oligoceno-Mioceno medio en Rayón, Sonora: énfasis en el estudio y significado del volcanismo hiperalcalino en la región: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de licenciatura, 142 pp.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M., 2012, The Geologic Time Scale 2012: Elsevier, 1176 pp.
- Hernandez-Mendez, G.L., Stock, J.M., Vidal-Solano, J.R., Paz-Moreno, F.A. 2008, Paleomagnetic constraints on the extent of the Miocene Tuff of San Felipe/Tuff of Hermosillo, Sonora, México: Geological Society of America Abstracts with Programs, 40(6), p. 264.
- Hillhouse, J.W., Wells, R.E. 1990, Magnetic fabric, flow directions, and source area of the Lower Miocene Peach Springs Tuff in Arizona, California, and Nevada: Journal of Geophysical Research, 96(B7), 12443-12460.
- Le Maitre, R.W., (ed.), 2002, Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks: Cambridge University Press, 2a ed., 236 pp.
- Macdonald R., 1974, Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks: Bulletin Volcanologique, 38(2), 498-516.
- Macdonald R., Bailey D.K., 1973, The Chemistry of the peralkaline oversaturated obsidians: United States Geological Survey, Professional Paper 440, 1-37.
- Olguín-Villa A.E., 2010, Estudio físico y químico del volcanismo hiperalcalino en la región de Cataviña, Baja California: Universidad de Sonora, tesis de licenciatura, 84 pp.
- Olguín-Villa A.E., Stock J., Vidal-Solano J.R., 2009a, Presentación de la técnica ASM y resultados preliminares de fábrica magnética en ignimbritas de San Agustín, Baja California, *en* 1er Seminario de Geología y Astronomía "Dr. Guillermo Armando Salas Pizá", Libro de resúmenes, Hermosillo, Sonora, octubre 2009: Universidad de Sonora, 12-16.
- Olguín-Villa A.E., Stock, J.M., Vidal-Solano, J.R., 2009b, Using anisotropy of magnetic susceptibility on peralkaline ignimbrites from NW Mexico: A major eruption in Middle Miocene?: GEOS, 29(1), p. 63.
- Ortega-Rivera, A. 2003, Geochronological constraints on the tectonic history of the Peninsular Ranges Batholith of Alta and Baja California; tectonic implications for western México (in Tectonic evolution of northwestern México and the Southwestern USA): Geological Society of America Special Paper 374, 297-335.
- Ortega-Rivera, A., Farrar, E., Hanes, J.A., Archibald, D.A., Gastil, R.G., López-Martínez, M., Féraud, G., 1994, Cooling history of the Sierra San Pedro Mártir pluton, Baja California, México, from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 26(2), A78.
- Ortega-Rivera, A., Farrar, E., Hanes, J.A., Archibald, D.A., Gastil, R.G., Kimbrough, D.L., Zentilli, M., Lopez Martinez, M., Féraud, G., Ruffet, G. 1997, Chronological constraints on the thermal and tilting history of the Sierra San Pedro Mártir Pluton, Baja California, Mexico, from U/Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, and fission-track geochronology: Geological Society of America Bulletin, 109(6), 728-745.
- Oskin M.E., 2002, Tectonic evolution of the northern Gulf of California, México, deduced from conjugate rifted margins of the upper Delfin Basin: Pasadena, California Institute of Technology, PhD thesis, 487 pp.
- Oskin, M, Stock, J., Martin-Barajas, A., 2001, Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California: Geology, 29(5), 459-462.
- Pacheco-Hoyos, J.G., Vidal-Solano, J.R., Stock, J.M., 2009a, Utilización de imágenes digitales para el estudio de flujos piroclásticos densos: Avances en la determinación del sentido de emplazamiento de la ignimbrita de Hermosillo: Geos, 29(1), p. 117.
- Pacheco-Hoyos J.G., Vidal-Solano J.R., 2009b, Establecimiento de una metodología para el estudio de fábrica en depósitos ignimbriticos, mediante la perforación y el análisis de imágenes digitales, *en* 1er Seminario de Geología y Astronomía "Dr. Guillermo Armando Salas Pizá", Libro de resúmenes, Hermosillo, Sonora, octubre 2009: Universidad de Sonora, 84-89.
- Pallares, C., 2007, Diversité du volcanisme miocène à quaternaire

- postsubduction de la péninsule de Basse Californie et du Golfe de Californie (Mexique) : rôle de la déchirure de la plaque Farallon: Universidad de Bretagne Occidentale, tesis doctoral, 211 pp.
- Pallares, C., Bellon, H., Benoit, M., Maury, R.C., Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Cotton, 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*, 105, 162-180.
- Palomino-Medina L.A., Vidal-Solano J.R., 2009, Hallazgo de nuevos afloramientos para el volcanismo explosivo hipercalcino del Mioceno medio: Cartografía de la región de San José de Batuc, Sonora, México, *en* 1er Seminario de Geología y Astronomía "Dr. Guillermo Armando Salas Pizá", Libro de resúmenes, Hermosillo, Sonora, octubre 2009: Universidad de Sonora, 97-105.
- Paz-Moreno, F.A., Demant, A., Ornelas-Solís, R., 2000, Las ignimbritas hipercalcinas neógenas de la región de Hermosillo, Sonora, México: Mineralogía y geoquímica, *en* Calmus, T., Pérez-Segura, E. (eds.) Cuarta Reunión sobre la Geología del Noroeste de México y Áreas Adyacentes: Hermosillo, Sonora, México Universidad Nacional Autónoma de México y Universidad de Sonora, 2, 90-91.
- Ramos-Velázquez, E., Calmus, T., Valencia, V., Iriondo, A., Valencia-Moreno, M., 2010, Estudio termo-tectónico de las rocas intrusivas de la región de Cataviña-San Luis Gonzaga (Baja California) y del Batolito Costero de Sonora: Análisis de la extensión Cenozoica en ambas Márgenes del Golfo de California, *en* Simposio GeoLaramide "La Orogenia Laramide del SW de Norte América: Análisis del Magmatismo, Deformación y Metalogénesis", Libro de resúmenes: Universidad de Sonora, p. 23.
- Sabbeth, L., Stock, J.M. 2012, Updated isopach map of the Tuff of San Felipe in Baja California, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, 44(3), p. 2.
- Santillán, M., Barrera, T., 1930, Las posibilidades petrolíferas en la costa occidental de la Baja California, entre los paralelos 30 y 32 de latitud Norte: Instituto Geológico de México, Anales, 5, 1-37.
- Stock, J.M., Hodges, K.V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate: *Tectonics*, 8(1), 99-115.
- Stock, J.M., Lewis, C.J., Nagy, E.A., 1999, The Tuff of San Felipe: an extensive middle Miocene pyroclastic flow deposit in Baja California, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93, 53-74.
- Stock, 2006, Correlation of the Tuff of San Felipe from Baja California into the interior of Sonora; A widespread marker horizon for Gulf of California extension, *en* Lithospheric rupture in the Gulf of California – Salton Trough region, MARGINS-RCL Workshop, Ensenada, B.C., 9-13 enero, p. 72.
- Stock, J.M., Martín-Barajas J.A., Chapman A., López-Martínez, M., 2008, Net slip across the Ballenas transform fault measured from offset ignimbrite deposits, *en* American Geophysical Union, Fall Meeting, abstract #T11A-1853.
- Stock, J.M., Martín-Barajas A., Vidal-Solano J. R., Paz-Moreno F., Olguín-Villa A. E., Sabbeth L., Skinner S., 2011, La Toba de San Felipe: Implicaciones geométricas para el Rift del Golfo de California: *Geos*, 31(1), 46.
- Stock, J.M., Martín-Barajas A., Vidal-Solano J.R., 2012, Uplift, subsidence, and rotation in the northern Gulf of California rift system, *en* Proceedings of the 34th International Geological Congress, Brisbane, Australia, p. 2689.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *en* Saunders A.D., Norry M.J. (eds.), *Magmatism in ocean basin*: Geological Society of London, Special Publication 42, 313-345.
- Umhoefer, P.J., Dorsey, R.J., Wilsey, S., Mayer, L., Renne, P., 2000, Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California Sur, México: *Sedimentary Geology* 144, 125-147.
- Vidal-Solano, J.R., 2005, Le volcanisme hypercalcin d'âge Miocène Moyen du Nord-Ouest du Mexique (Sonora): Minéralogie, Géochimie, cadre géodynamique: Francia, Universidad Paul Cézanne, tesis de doctorado, 256 pp.
- Vidal-Solano J.R., 2012, El estudio petrológico de los paleo-volcanes hipercalcinos de Sonora, México: *Revista Epistemos*, 6(13), 21-26.
- Vidal-Solano, J.R., Stock, J., 2010, Establecimiento de los márgenes sur y oriental del gran pulso ignimbítico hipercalcino en el NW de México: Petrografía y geoquímica de tobas vítreas en Batuc y Obregón Sonora, *en* Congreso Nacional de Geoquímica, Temixco, Morelos, México: Actas INAGEQ, 16(1), p. 312.
- Vidal-Solano, J.R., Paz-Moreno, F.A., Iriondo, A., Demant, A., Cochemé, J.J., 2005, Middle Miocene peralkaline ignimbrites in the Hermosillo region (Sonora, México): Geodynamic implications: *C.R. Geoscience*, 337(16), 1393-1582.
- Vidal-Solano, J.R., Paz-Moreno F.A., Demant, A., López-Martínez, M., 2007, Ignimbritas hipercalcinas del Mioceno medio en Sonora Central; Revaluación de la estratigrafía y significado del volcanismo Terciario: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(1), 47-67.
- Vidal-Solano, J.R., Demant A., Paz-Moreno, F.A., Lapierre, H., Ortega-Rivera M.A., Lee, J.K.W., 2008, Insights into the tectonomagmatic evolution of NW Mexico: Geochronology and geochemistry of the Miocene volcanic rocks from the Pinacate area, Sonora: *Geological Society of America Bulletin*, 120(5/6), 691-708.
- Vidal-Solano, J.R., Lozano-Santa Cruz, R., Zamora, M.O., Mendoza-Cordova A., 2010, Correlación geoquímica e implicaciones tectónicas de la ignimbrita hipercalcina ampliamente distribuida en el NW de México: WD-FRX en secciones de roca, *en* XX Congreso Nacional de Geoquímica, Temixco, Morelos, México: Actas INAGEQ, 16(1), 300-304.
- Vidal-Solano, J.R., Lozano-Santa Cruz, R., Zamora, M.O., Mendoza-Cordova A., Stock J. M., 2013, Geochemistry of the extensive peralkaline pyroclastic flow deposit of NW Mexico, based on conventional and handheld X-ray fluorescence. Implications in a regional context: *Journal of Iberian Geology*, 39(1), 121-130.

Manuscrito recibido: Febrero 26, 2013

Manuscrito corregido recibido: Abril 2, 2013

Manuscrito aceptado: Junio 1, 2013