



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
RECONSTRUCCIÓN DE LA ERUPCIÓN PLINIANA QUE DIO ORIGEN
A LA TEFRA APOYEQUE SUPERIOR, VOLCÁN APOYEQUE
MANAGUA, NICARAGUA Y CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

(VULCANOLOGÍA)

P R E S E N T A

DENIS RAMÓN AVELLÁN LÓPEZ

DIRECTOR DE TESIS

DR. JOSÉ LUIS MACÍAS VAZQUEZ

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

DR. JUAN MANUEL ESPINDOLA CASTRO

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

DR. JOSE LUIS ARCE SALDAÑA

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

MÉXICO D. F., Octubre, 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A la memoria de Martha Petronila López Centeno – mi mamá (Mayo 1957 - Abril 2012) y de María Gorgonia Centeno Sobalvarro – mi abuela (Septiembre 1922 - Mayo 2014).

“Gracias por todo su amor.”

Agradecimientos

Mil gracias al Dr. José Luis Macías Vázquez por todas sus enseñanzas, paciencia y confianza. Asimismo a su esposa Ivette que juntos me han brindado su calidez humana y cariño.

Al Dr. Giovanni Sosa Ceballos por su cátedra y explicaciones para entender los procesos geoquímicos.

A Juan Francisco Vázquez y Gema Velásquez por su compañía en campo y con quienes se fundamentaron muchas preguntas y surgieron muchas ideas. También a Santiago Noguera y Adalberto Solórzano por su apoyo y hacer posible de llegar a los sitios más remotos donde se hizo muestreo.

A Teodoro Hernández, Gabriela Solís, Vianney Meza, Carlos Linares y Fabiola Mendiola por su amable apoyo técnico para poder obtener los resultados de los análisis isotópicos en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), análisis de la microsonda electrónica y el análisis sedimentológico en el Instituto de Geofísica de la UNAM, Ciudad Universitaria, respectivamente. A la coordinación del Posgrado en Ciencias de la Tierra y a todo el personal que ha facilitado la realización de esta tesis en especial a Araceli, Laura y Graciela.

A los doctores: Juan Manuel Espíndola y José Luis Arce por ser parte de mi comité tutorial y su gran ayuda en la fundamentación de mi proyecto de tesis. Igualmente a los doctores Gerardo Carrasco Núñez, Claus Siebe Grabach, Giovanni Sosa Ceballos y Damiano Sarocchi por ser parte del comité evaluador, la revisión del manuscrito y por sus valiosas sugerencias que lograron enriquecer el escrito final. También a la maestra Ana María Rocha, por su paciencia y asesoría en la revisión de la gramática de este escrito.

A Gabriela Gómez por su amor, amistad, compañía y apoyo, que siempre me ha brindado.

A mis hermanos Brenda, Yamil, Yessenia, Salvador, Marcos, Nelson y David y a mi padre Salvador Avellán por su cariño y su apoyo a la distancia allá en la tierra de lagos y volcanes.

Abstract

Apoyeque volcano (12°14.7' N; 86°20.5'W) is a stratovolcano located about 9 km northwest of Managua city. This volcano is built by andesitic and dacitic calc-alkaline lavas of late Pleistocene age. Apoyeque is an active volcano and represents the northern end of the Nejapa Volcanic Field. Its stratigraphic record indicates that this volcano has experienced at least three explosive plinian eruptions, including the Upper Apoyeque Tephra (*UAq*) object of this study. Few studies have centered their attention to the study of these explosive eruptions and other three events with unknown sources, which are very important in the eruptive history of the region. Under this perspective, this study presents the reconstruction of stratigraphy, eruptive dynamics and pre-eruptive conditions *UAq*. According to the age obtained with the method ¹⁴C at the *UAq* was originated from the Apoyeque volcano 12.4 ka ago and produced a widespread pumice fall deposit. Based on the stratigraphic study *UAq* is massive, reversely graded, and consists of white juvenile pumice (~78 vol. %), a variety of cognate lithics and accidental altered lithics. The whole-rock pumice composition is rhyodacitic (SiO₂ = 66.9-68.5 wt. %) with a mineral paragenesis of plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene, amphibole, titanomagnetite and ilmenite in a rhyolitic glass groundmass (SiO₂ = 74.41 ± 0.6 wt. %). The deposit's dispersal axis is to the south, with the deposit covering a minimum area of 877 km² within the 50 cm isopach and has a total volume of 3 km³ (dense rock equivalent, 1.15 km³). The eruption column reached a maximum height of ca. 28 km. The eruption ejected a total mass of 3 x 10¹² kg at an average rate of 2 x 10⁸ kg/s, and based on available models, we infer duration of almost 4 hours. Petrographic and geochemical characteristics suggest that the eruption was triggered by magma mixing.

The whole-rock chemical analysis show that the *UAq* rhyodacitic pumice has the same sub-alkaline affinity as the andesitic and dacitic lavas of Apoyeque volcano, as well as, the basaltic lavas of the Nejapa Volcanic Field. The isotopic composition (Sr-Nd-Pb) of all these rocks suggests that their magma source is located in the upper mantle. In addition, the geochemical signatures of the magmas suggest that fractional crystallization at crustal depths generates the felsic magmas of Apoyeque. On that basis the pumice of *UAq* displays

homogeneous Sr-Nd-Pb isotope ratios ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 0.704011-0.704055; ϵNd , 8.99-9.69; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 18.5572 ± 0.035 ; and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 15.5233 ± 0.039). These values are unusual in continental volcanic arcs, because its ϵNd is equivalent to those of MORB (Mid-ocean ridge basalts) ($\sim +9$). However, these magmas are slightly more radiogenic ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of ~ 0.704) than MORB's possibly due to a slight pollution, due to the incorporation of marine sediments associated to the subduction of Cocos plate underneath Nicaragua.

Resumen

El volcán Apoyeque ($12^{\circ}14.7' N$; $86^{\circ}20.5' O$) es un estratovolcán localizado a 9 km al noroeste de la ciudad de Managua. Este volcán está construido por lavas y domos de composición andesítica y dacítica de carácter calco-alcalino de edad Pleistoceno superior. Apoyeque es un volcán activo y representa el edificio más septentrional del Campo Volcánico Nejapa. Su registro estratigráfico indica que este volcán ha experimentado al menos tres erupciones explosivas de tipo pliniano, incluyendo a la *Tefra Apoyeque Superior (TAqS)* objeto de este estudio. Pocos trabajos se han enfocado en el estudio detallado de estas erupciones explosivas y de al menos otras tres más que se desconoce su fuente, las cuales son consideradas muy importantes en la historia eruptiva de la región. Desde este punto de vista aquí se presenta la reconstrucción de la estratigrafía, dinámica eruptiva y las condiciones pre-eruptivas de la *TAqS*. La *TAqS* se originó en el volcán Apoyeque hace 12.4 ka y produjo un extenso depósito de caída de pómez. Se trata de un depósito masivo de gradación inversa, constituido de pómez juvenil blanca (~78 vol. %) y una variedad de fragmentos líticos cognados y accidentales alterados hidrotermalmente. La pómez es de composición riodacítica ($SiO_2 = 66.9-68.5$ % en peso) con una paragénesis mineral de fenocristales de plagioclasa \pm ortopiroxeno \pm clinopiroxeno \pm anfíbol, titanomagnetita e ilmenita en una matriz de vidrio de composición riolítica ($SiO_2 = 74.41 \pm 0.6$ % en peso). El depósito tiene un eje de dispersión hacia el sur, cubriendo un área de 877 km² dentro de la isopaca de 50 cm con un volumen mínimo total estimado de 3 km³ (roca densa equivalente, 1.15 km³). La erupción produjo una columna eruptiva que alcanzó una altura máxima de ca. 28 km, influenciada por vientos con velocidades que fluctuaban entre 18 y 25 m/s. La erupción expulsó una masa total de 3×10^{12} kg con una tasa promedio de 2×10^8 kg/s y basado en los modelos disponibles se infirió una duración de hasta 4 horas. Las características petrográficas y geoquímicas sugieren que la erupción fue desencadenada por mezcla de magmas.

Los análisis geoquímicos de las rocas muestran claramente que tanto la pómez de la *TAqS*, así como las lavas del volcán Apoyeque y las rocas basálticas del Campo Volcánico Nejapa tienen la misma afinidad subalcalina y una composición isotópica similar (Sr-Nd-Pb), lo que apunta sin duda a una misma fuente en el manto superior para todos estos magmas.

Otros patrones geoquímicos indican que la cristalización fraccionada de los magmas en la corteza ha generado las rocas más félsicas del volcán. Sobre esa base la pómez de la *TAqS* muestra una relación isotópica de Sr-Nd-Pb relativamente homogénea ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 0.704011-0.704055; ϵNd , 8.99-9.69; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 18.5572 ± 0.035 ; and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 15.5233 ± 0.039). Estos valores son inusuales en arcos volcánicos continentales, debido a que su ϵNd es equivalente a los de los basaltos tipo *MORB* de dorsales oceánicas ($\sim +9$). Sin embargo, estos magmas son ligeramente más radiogénicos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de ~ 0.704) que los magmas tipo *MORB* debido probablemente a una ligera contaminación por la incorporación de componentes provenientes de los sedimentos marinos asociados a la subducción de la placa de Cocos por debajo de Nicaragua.

Índice

	<i>Página</i>
<i>Dedicatoria</i>	2
<i>Agradecimientos</i>	3
<i>Abstract</i>	4
<i>Resumen</i>	6
CONTENIDO	
1. Introducción	11
1.1. Metodología.....	13
1.1.1. Trabajo de gabinete	13
1.1.2. Trabajo de campo, simultáneo al trabajo de gabinete	13
1.1.3. Trabajo de laboratorio y gabinete	14
2. Marco tectónico y geológico	18
2.1. El volcán Apoyeque y el Complejo Volcánico Chiltepe.....	19
2.1.1. Lava Pre-Apoyeque Andesítica (LP-AqA)	19
2.1.2. Lava Corpus Dacítica (LCD).....	21
2.1.3. Lava Apoyeque Dacítica (LAqD).....	21
2.1.4. Domos Apoyeque Dacíticos (DAqD)	21
2.1.5. Cono de escoria Xiloá (CeX)	21
2.1.6. Cono de escoria Chiltepe (CeC)	22
3. Estratigrafía de la Tefra Apoyeque Superior	23
3.1. Relación estratigráfica.....	23
3.2. Edad del depósito.....	26

3.3. Descripción del depósito.....	28
3.4. Granulometría	29
3.5. Componentes.....	29
3.6. Densidad y vesicularidad.....	31
4. Petrografía	32
5. Química mineral de la TAqS.....	35
5.1. Composición de la matriz	35
5.2. Plagioclasas.....	36
5.3. Piroxenos	36
5.4. Anfíboles	36
5.5. Óxidos Fe-Ti	37
6. Geoquímica	40
6.1. Composición de roca total.....	40
6.1.1. Elementos mayores.....	40
6.1.2. Elementos traza.....	48
6.2. Composición isotópica del Sr, Nd y Pb	52
7. Parámetros físicos de la erupción	57
7.1. Distribución	57
7.2. Volumen	58
7.3. Altura de la columna y estilo eruptivo.....	59
7.4. Tasa de emisión y duración de la erupción	61
8. Discusión.....	64
8.1. Contexto tectónico y génesis del magma	64
8.1.1. Procesos en la corteza continental	70
8.2. Mecanismo desencadenante y condiciones pre-eruptivas	73

8.3. <i>Ubicación de la fuente</i>	74
8.4. <i>Mecanismo eruptivo</i>	75
8.5. <i>Consideración sobre el peligro volcánico</i>	78
9. Conclusiones	81
10. Referencias	83

1. Introducción

El Volcán Apoyeque (“agua salada” en Náhuatl) está localizado en la región oeste-central de Nicaragua y a unos 9 km al noroeste de la ciudad de Managua. El edificio volcánico tiene una elevación máxima sobre el nivel del mar de 430 m y pertenece al Arco Volcánico de América Central. El vulcanismo en esta región está relacionado a la subducción de la Placa Cocos por debajo de la Placa Caribe a lo largo de la Trinchera Mesoamericana, con una tasa promedio entre 70-90 mm/año (DeMets, 2001) (Fig. 1). Apoyeque es una de las 11 estructuras volcánicas que forman el Complejo Volcánico Chiltepe al extremo norte del Campo Volcánico Nejapa, los cuales fueron emplazados durante el Pleistoceno superior (Avellán et al., 2012) (Fig. 1). Es el único volcán poligenético en este campo volcánico, que incluye al menos 29 estructuras monogenéticas reconocibles, que se emplazaron a lo largo de la falla Nejapa con dirección norte-sur (Avellán et al., 2012). El principal cono Apoyeque ha sido construido por una pila de lavas andesíticas y dacíticas cubiertas por depósitos piroclásticos dacíticos, alcanzando un aproximado volumen de la estructura de ca. 8 km³ (Fig. 2).

Actualmente, Apoyeque es un estratovolcán en estado de quietud; sin embargo, su actividad en el futuro no puede ser descartada, ya que se encuentra en una zona tectónica de intra-arco activa que ha tenido una frecuente sismicidad durante las últimas tres décadas (Walther et al., 2000). El registro histórico del Complejo Volcánico Chiltepe, indica que en la zona se han experimentado seis erupciones plinianas durante los últimos ca. 17 ka (Kutterolf et al., 2007) (Fig.3). Al menos dos de estas erupciones importantes denominadas Tefra Apoyeque Inferior y Tefra Chiltepe, provienen del volcán Apoyeque (Freundt et al., 2006; Kutterolf et al., 2007). El depósito Tefra Apoyeque Superior representa un excelente marcador estratigráfico en el oeste de Managua. Sin embargo, pocos trabajos se han enfocado en su estudio, la mayoría concluyen que su fuente proviene del Complejo Volcánico Chiltepe (Bice, 1985; Freundt et al., 2006; Kutterolf et al., 2007), aunque ninguno de dichos estudios ha determinado su fuente con exactitud. Inicialmente, Bice (1985), propuso que la posible fuente de este depósito fue el volcán Apoyeque, considerando el incremento de espesor de la *TAqS* hacia la península Chiltepe y distribución principal hacia el sur. Kutterolf et al. (2007), propusieron que la *TAqS* tiene un

eje de dispersión a el oeste-noroeste con una fuente localizada al sur del Complejo Volcánico Chiltepe a 1 km al noroeste de Managua, en la porción suroeste del lago Xolotlán (Fig. 1). El objetivo del presente estudio, consiste en reconstruir la estratigrafía de la *TAqS* y definir su fuente de emisión, distribución y volumen. Con la información procedente del depósito, se podrá determinar la altura de columna eruptiva, tasa de descarga y por lo tanto, la dinámica eruptiva. Finalmente, con sus características petrográficas, química de roca total y componentes minerales, se establecerán la fuente del magma y algunas condiciones pre-eruptivas.

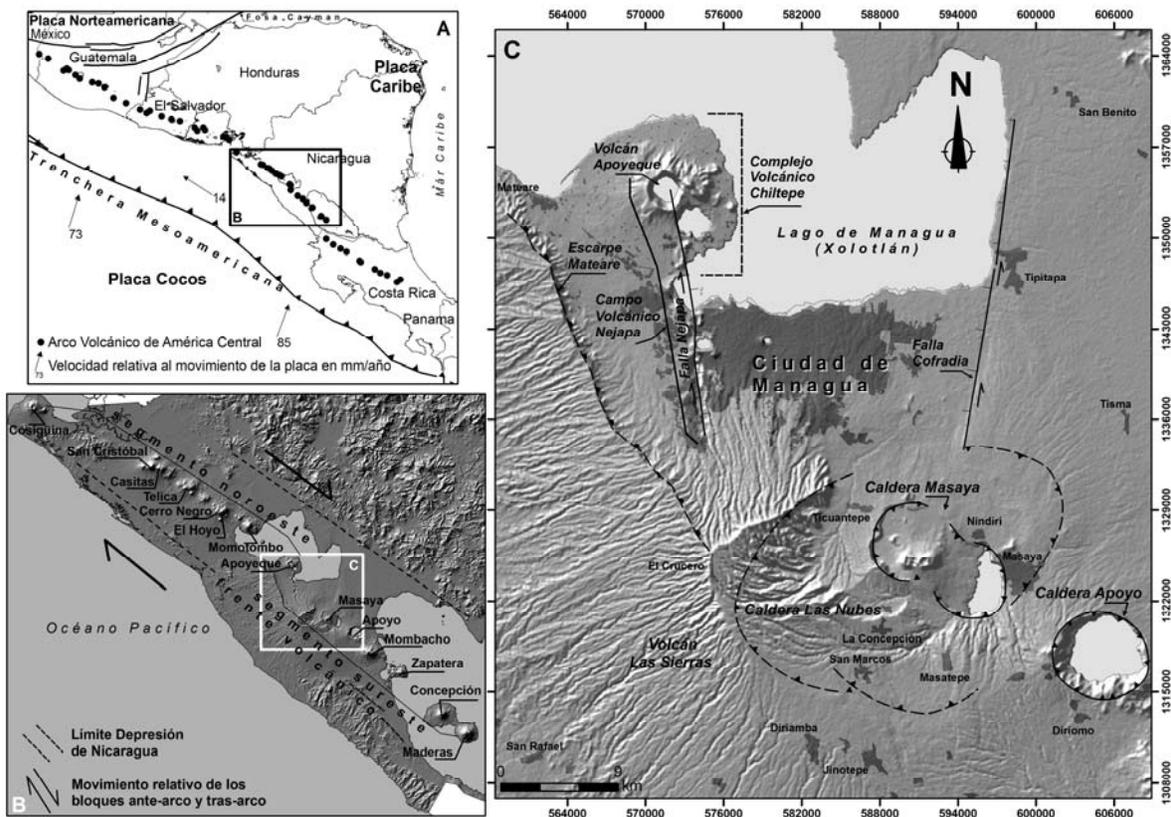


Fig. 1. Marco geológico: A. Marco tectónico regional que muestra la subducción activa de la Placa Cocos bajo la Placa Caribe, y que resulta en el Arco Volcánico de América Central; B. El vulcanismo activo en Nicaragua está concentrado dentro de la Depresión de Nicaragua (Cadena Volcánica de Nicaragua) y la localización del Graben de Managua (cuadro blanco); C. Mapa de relieve sombreado del Graben de Managua con 30 m de resolución, que muestra volcanes formados a lo largo de la falla Nejapa y los volcanes activos de Apoyo, Masaya y el Complejo Volcánico Chiltepe. Polígonos negros representan las áreas pobladas.

1.1. Metodología

Para la elaboración de este estudio se hizo trabajo de gabinete, de campo y laboratorio. Estas tres etapas elementales, fueron realizadas de manera paralela debido a la complejidad y extensión de la zona y se describen a continuación:

1.1.1. Trabajo de gabinete.- Este consistió en la recopilación de toda la información geológica disponible, sobre estudios hechos en la zona, con el fin de realizar un análisis de contenido. Unido a esto, se realizó la interpretación mediante fotografías aéreas (Líneas: 27 de los números 228, 229, 230 y 231; 28 de los números 1146, 1147 y 1148; 29 de los números 781, 782, 783 y 784), a escala 1:40,000 y ortofotomapa de la zona, para determinar en forma concisa y sistemática las estructuras volcánicas (morfología, distribución de los depósitos, delimitación de contactos y secuencia estratigráfica). Con base en esta información se elaboró un mapa fotogeológico, que incluye el modelo de sombras obtenido a partir del relieve topográfico a escala 1:25,000, donde se observa la ubicación y delimitación de todas las estructuras. Además, sirvió de base para la planificación del trabajo de campo y determinar puntos de mayor interés.

1.1.2. Trabajo de campo, simultáneo al trabajo de gabinete.- En esta etapa se llevó a cabo la visita a 145 puntos de control alrededor del volcán Apoyeque, hasta 26.8 km desde la cima (Fig. 4). Para este estudio se construyeron 44 secciones estratigráficas detalladas obteniendo espesores y diámetro máximo de los cinco fragmentos líticos más grandes, en tres partes distintas del depósito (base, media y superior). También se tomaron cinco muestras (de 0.5 a 1 kg), repartidas de la base a la cima del depósito, en tres diferentes sitios cercanos al eje de dispersión (sitios 9, 11 y 15) (Fig. 4). Asimismo, se muestrearon 168 fragmentos de pómez en diferentes niveles de la columna estratigráfica, que se utilizaron en el análisis de densidad. Además, fue incluido el muestreo de fragmentos de pómez, líticos juveniles y accidentales, para elaborar secciones pulidas y análisis químicos (sitio 9). Adicionalmente, se recolectaron dos muestras de paleosuelos ubicados por debajo de la *TAqS*, para fechamiento por medio del método radiométrico de ^{14}C estándar y AMS (sitios 9 y 13) (Fig. 4).

1.1.3. Trabajo de laboratorio y gabinete.- Todas las muestras recolectadas para los análisis (sedimentológico, densidad, químico, petrográfico y paleosuelos) fueron secadas en un horno a temperatura de 60°C por 24 horas, para eliminar la humedad natural. A continuación se detalla el procedimiento realizado, para la preparación y realización de los análisis:

a). El análisis sedimentológico se llevó a cabo en muestras individuales con el método de tamizado en seco en los laboratorios de sedimentología del Departamento de Vulcanología, Instituto de Geofísica, de la UNAM en Ciudad Universitaria, México. Este método consiste en pasar las muestras deleznableles por una serie de tamices con aperturas de la malla de mayor a menor diámetro, cada fracción de la muestra retenida en cada malla fue pesada, para obtener el peso individual y así calcular el % acumulativo de las muestras por tamiz. El tamizado se realizó a mano para evitar la ruptura de los fragmentos de pómez, utilizando mallas a intervalos de 1ϕ desde -6 (63 mm) hasta 4 phi (0.063 mm), con un total de 11 tamices.

b). El análisis de componentes se realizó en las fracciones granulométricas de -5 hasta 3 phi contando más de 500 partículas y expresando los resultados en Vol. %. Se consideraron tres muestras del depósito (base, media y superior del sitio de muestreo 9). Este método consiste en separar los fragmentos por tipología haciendo un conteo simultáneo a simple vista y con el microscopio binocular para las fracciones más finas.

c). El análisis de densidad se realizó en el Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Vulcanología, Instituto de Geofísica, UNAM. Para este análisis se consideraron sólo fragmentos de pómez con tamaños entre 16 y 32 mm. El primer paso consistió en limpiar las muestras, sumergiendo los fragmentos de pómez en un vaso de precipitados con agua destilada y colocándolo en un aparato de ultrasonido por 5 minutos. Después, se secó la pómez en un horno a una temperatura de 60°C por 24 horas. Posteriormente, los fragmentos se clasificaron por color, forma y tamaño, para proseguir a enumerarlos. Se pesaron cada uno en seco y se midió el diámetro mayor de cada uno. Después, cada fragmento de pómez se sumergió en un vaso de precipitados con agua destilada hasta quedar completamente cubierto con agua hasta eliminar burbujeo por completo. En una

probeta graduada de 50 o 100 ml se marcó el nivel 1 (correspondiente al volumen 1), se sumergió la muestra y se midió el desplazamiento al nivel 2 (obteniendo el volumen 2). Esta diferencia de volumen sirve para calcular la densidad de la pómez como fue propuesto por Gardner et al. (1996) y así poder obtener los valores de densidad y vesicularidad de los fragmentos.

d). Preparación de secciones pulidas de óxidos. El primer paso fue limpiar las muestras con agua destilada con la ayuda del aparato de ultrasonido. En el Laboratorio de Separación de Minerales, del LUGIS, Instituto de Geofísica de la UNAM, se tomaron dos fragmentos de pómez con diámetros aproximados de 5 cm y se colocaron en una trituradora de muestras (mini trituradora con quijadas de Carburo de Tungsteno, siendo la única posible contaminación significativa hacia las muestras en pequeñas cantidades de C y Co) de manera independiente. La pómez se fragmentó completamente hasta obtener fracciones finas en tamaños entre lapilli fino a ceniza fina, para evitar pulverizar por completo los cristales de óxidos. La pulverizadora se limpió con acetona y se lavó con jabón y agua destilada el recipiente de la trituradora donde cae la muestra, para evitar contaminar la siguiente muestra. Seguidamente, se tomaron las muestras de manera independiente y se pasaron por un tamiz del No. 20, desechando lo que retuvo la malla. La fracción que pasó el tamiz se puso en un recipiente de porcelana, y se usó agua de la llave en cantidad para separar los fragmentos ligeros (pómez). Los fragmentos que se acumularon (cristales de diferentes tipos), se pusieron en una caja petrexs y con la ayuda de imán, se pudo separar la mayoría de los cristales de óxidos (magnetitas e ilmenitas). Finalmente, se pusieron las muestras bajo luz ultravioleta para secarlas por un tiempo de 24 horas. Posteriormente, en el Laboratorio de Petrología del Instituto de Geología; se colocó un porta objeto en una plancha a 100°C y se colocó la muestra de óxidos en papel bond, mientras se prepara y se agrega la resina que se deja secar por media hora sobre la plancha. Posteriormente se desbastaron las muestras con abrasivos de las fracciones de 400 y 600 μm y finalmente con alúmina de 1 micrón y 1 ηm de diamante para el pulido.

e). Preparación de secciones pulidas.- 20 fragmentos de pómez de 5 cm de diámetro fueron colectados para preparar secciones pulidas (sitio 9). En el laboratorio de Petrología del Instituto de Geología se limpiaron en agua destilada en un aparato de ultrasonido, se

cortaron a la mitad, para luego ser desbastadas y puliendo su superficie y posteriormente pegarlas a un porta objeto que también fue desbastado un poco, para adherir mejor ambas superficies. Teniendo la muestra pegada al porta objeto se desbastaron las muestras con abrasivos de las fracciones 400 y 600 μm y finalmente con alúmina de 1 micrón y 1 ηm de diamante para el pulido.

El análisis químico de los minerales y del vidrio fue llevado a cabo con una microsonda electrónica modelo JEOL JXA8900-R, del Instituto de Geofísica de Universidad Nacional Autónoma de México. Las condiciones analíticas usadas fueron: Voltaje de aceleración de 20 kv y un haz enfocado con una corriente de 20 nA para la mayoría de los minerales excepto hornblenda. Para el análisis de vidrio y hornblenda se usó un haz desenfocado de 5 a 10 micrones, para evitar la pérdida de agua y la migración de Na, respectivamente.

f). Preparación de muestras para isótopos. Los fragmentos de pómez muestreados en el sitio 9 fueron empleados para analizar isótopos en el Laboratorio de Separación de Minerales, LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM. El primer paso fue limpiar los 14 fragmentos (10 pómez y 4 líticos) con agua milli-Q (agua desionizada) en vasos de precipitado. Luego, se secaron las muestras en un horno a una temperatura de 60°C por 24 horas. Posteriormente, se trituraron las muestras con el mismo procedimiento descrito para la separación de óxidos. Las muestras se pulverizaron en un mortero de anillos de ágata con un equipo Herzog de anillos durante 30 segundos por muestra, donde se contaminó el mortero previo a cada trituración. Es necesario lavar con agua y jabón los anillos y secarlos con aire comprimido para no contaminar las muestras. Para las muestras de líticos se hizo el mismo procedimiento, pero usando el mortero de anillos pequeños de hierro colado. Finalmente, con las muestras pulverizadas, se cuartearon las muestras por duplicado, hasta obtener al menos 10 g, para enviarse al LUGIS del Instituto de Geofísica, para su análisis.

El análisis isotópico se realizó con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca Finnigan Mat 262 en el LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM. El espectrómetro cuenta con ocho colectores Faraday ajustable y todas las mediciones se hicieron de manera estática. Las muestras de Sr y Nd se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos analizándose 60 relaciones isotópicas para Nd y Sr. Mientras las muestras de Pb

se cargaron con una mezcla de gel de sílice más ácido fosfórico, analizándose 100 relaciones isotópicas. Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 2.12 ng Sr, 0.48 ng Nd (blanco total) y 110 pg Pb (blanco de química).

2. Marco tectónico y geológico

El origen del Arco Volcánico de América Central (AVAC), está ligado a la subducción de la Placa Cocos por debajo de la Placa Caribe, a una velocidad de 70-90 mm/año (DeMets, 2001), a lo largo de la Trinchera Meso-Americana (Fig. 1A). El AVAC tiene 1300 km de largo y una orientación general de noroeste-sureste. Este arco se extiende desde el occidente, en el límite fronterizo entre México y Guatemala, hasta el oriente en Costa Rica (Fig. 1A). En Nicaragua, el AVAC coincide con la Depresión de Nicaragua, donde tiene una longitud de 380 km y se le conoce como la Cadena Volcánica Nicaragüense (CVN) (Fig. 1B). La variación de la tasa de convergencia oblicua entre las placas Cocos y Caribe, la cual aumenta hacia el sureste, aparentemente resulta en la deformación del frente volcánico del AVAC y la segmentación de la CVN (DeMets, 2001). La segmentación de la CVN se localiza en la Ciudad de Managua, la cual tiene una separación de ~25 km y está dividida en dos segmentos: el segmento noroeste se extiende desde el Volcán Cosigüina en el Golfo de Fonseca, hasta el Volcán Apoyeque, localizado en el borde noroeste de la Ciudad de Managua (Fig. 1B). El segmento sureste se extiende desde el Volcán Masaya, ubicado en el extremo sureste de la Ciudad de Managua, hasta el Volcán Maderas en la Isla de Ometepe (Fig. 1B). La Femina et al. (2002), propusieron que la subducción oblicua por debajo de Nicaragua, tiene como consecuencia que la deformación cortical se acomode mediante una serie de fallas en dominó, lo que conlleva a una rotación de los bloques en el sentido de las manecillas del reloj a lo largo de la CVN, y lo que a su vez genera fallas laterales derechas e izquierdas o fracturas perpendiculares a la cadena volcánica. El resultado de esta configuración estructural, ha favorecido la segmentación de la cadena volcánica, la cual dio origen al Graben de Managua (Fig. 1C). La segmentación de la CVN en Managua corresponde a una zona de relevo (Espinoza, 2007), representada como una zona estructural extensional, interpretada como una cuenca “pull-apart” (Girard y van Wyk de Vires, 2005). En este contexto, la Falla Nejapa con dirección norte-sur podría corresponder a una zona de fractura extensiva, que limita al Graben de Managua (transversal a la CVN) lo cual ha favorecido el emplazamiento de los volcanes monogeneticos, que conforman el Campo Volcánico Nejapa (Avellán et al., 2012). La falla Nejapa tiene un movimiento normal con una componente lateral derecha (Frischbutter,

2002; Girard y van Wyk de Vries, 2005; Espinoza, 2007) y una geometría en “echelon” derecha con dirección N5°E/E y un ángulo de apertura de 20° aproximadamente, con el ápice en la parte sur y la mayor apertura en la parte norte (Espinoza, 2007). El campo Volcánico Nejapa (CVN), consiste de al menos 30 estructuras volcánicas emplazadas durante el Pleistoceno superior-Holoceno en un área de ca. 198 km² (Avellán et al., 2012). Estos volcanes incluyen al volcán poligénico Apoyeque en el extremo norte, seguido de los 29 volcanes monogenéticos al sur (Fig. 1C).

2.1. El volcán Apoyeque y el Complejo Volcánico Chiltepe

Apoyeque es un estratovolcán, con elevación relativa respecto al terreno circundante de 400 m y morfología que configura un cráter casi circular, con diámetro de 3 x 2.7 km (Fig. 2). La profundidad de este cráter es de 390 m sobre el nivel de agua de la laguna en su interior, con paredes internas semi-escarpadas cuya inclinación varía entre 28 y 54° y flancos con pendientes moderadas de 5-26°. Este volcán está construido por lavas de composición andesítica y dacítica, cubiertas por depósitos piroclásticos de pómez de composición dacítica-riolítica, pertenecientes a la Formación Chiltepe. El volumen total del edificio volcánico, se estimó en ca. 8 km³ (Fig. 2). El flanco sureste del volcán se encuentra cortado por el maar Xiloá con una edad de 6,105 ± 30 años AP y hacia el sureste en la parte baja a 3 km de distancia, se localiza el cono de escoria con el mismo nombre y una edad mayor a 6.1 ka (Fig. 2). En la cima del flanco noreste-este, se localiza un complejo de domos de edad desconocida con tres cimas, teniendo la más alta, una elevación de 500 msnm (Fig. 2). En la falda baja del volcán afloran depósitos de flujos de detritos, distribuidos en forma radial alrededor del volcán. A 4 km al oriente de Apoyeque se ubica el cono de escorias Chiltepe (que en lengua náhuatl significa “Cerro de los chiles”), del que se ha tomado el nombre de la península y del complejo volcánico (Fig. 2). La secuencia geológica de este volcán, está conformada en orden estratigráfico de la base a la cima por los siguientes depósitos (Fig. 2):

2.1.1. Lava Pre-Apoyeque Andesítica (LP-AqA): Esta unidad conforma la base del edificio volcánico de Apoyeque, distribuida de manera radial hasta una longitud de 4.5 km desde su fuente, cubriendo un área de aproximadamente 27 km², espesor promedio 0.2 km y

volumen 5.4 km³ (Fig. 2). Tiene una morfología de lava en bloque, de aspecto masivo, color gris claro, textura porfírica y fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno. Su composición química es de tipo andesítico con un contenido en SiO₂ de 61.52 % en peso.

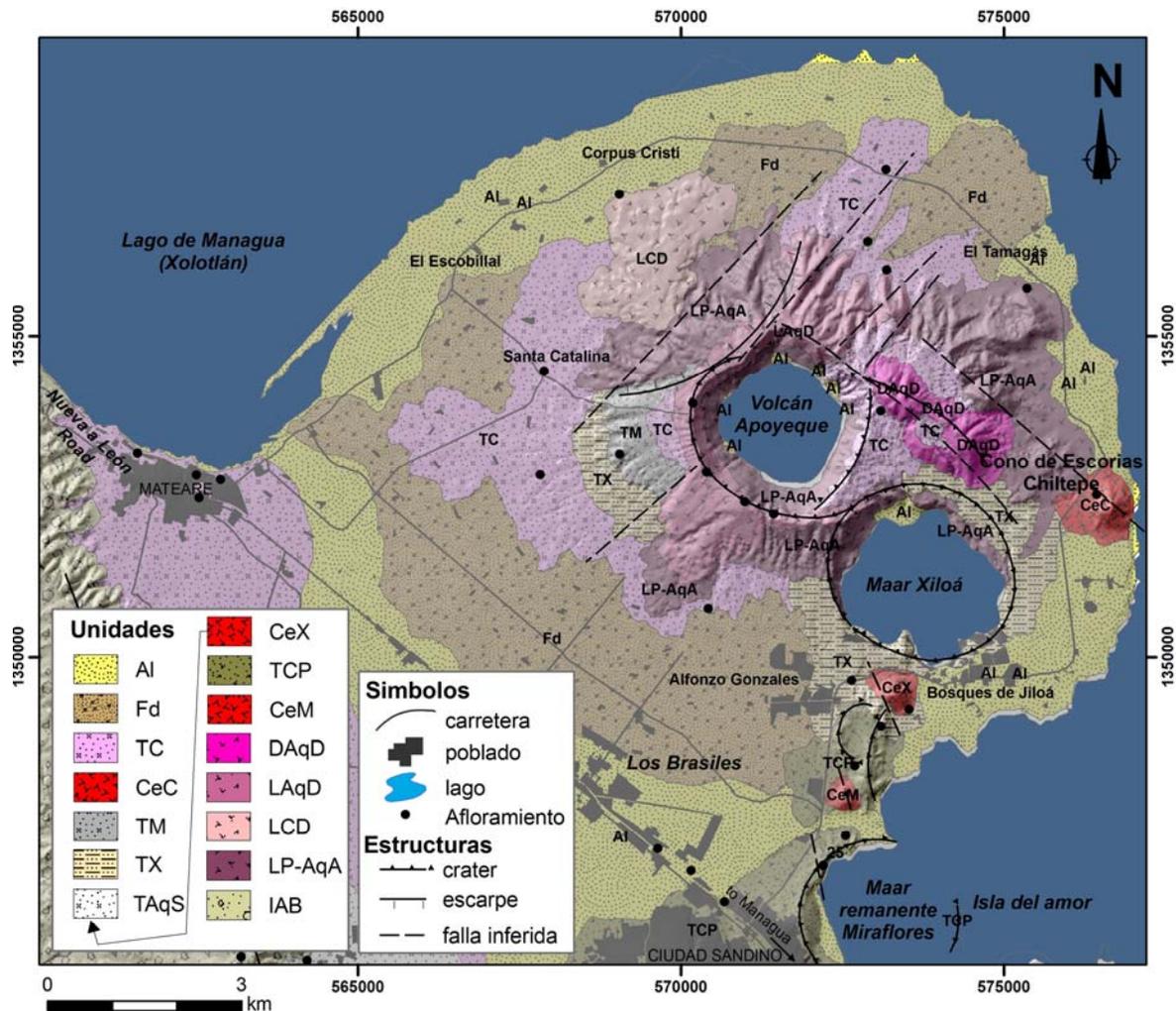


Fig. 2. Mapa geológico del Complejo Volcánico Chiltepe. Note el volcán Apoyeque y la distribución de las principales unidades litológicas identificadas. Al sur del volcán el terreno está cubierto por depósitos piroclásticos del Holoceno. Las carreteras e infraestructura están ubicadas encima de estos depósitos. Llave para la litología: IAB, Ignimbritas Andesita Basáltica; LP-AqA, Lavas Pre-Apoyeque Andesítica; LCD, Lava Corpus Dacítica; LAqD, Lava Apoyeque Dacítica; DAqD, Domos Apoyeque Dacíticos; CeM, Cono de escorias Miraflores; TCP, Toba Cuesta El Plomo; CeX, Cono de escorias Xiloá; TAqS, Tefra Apoyeque Superior; TX, Tefra Xiloá; TM, Tefra Mateare; CeC, Cono de escorias Chiltepe; TC, Tefra Chiltepe; Fd, Flujos de detritos; AI, Aluvial.

2.1.2. *Lava Corpus Dacítica (LCD)*: Esta unidad tiene una distribución geográfica restringida y se localiza en la falda noroeste del volcán Apoyeque (Fig. 2). Su origen está vinculado a una falla en dirección noreste, ubicada en el flanco noroeste del edificio volcánico. La *LCD* es una colada de lava con morfología en bloques, con longitud de hasta 2.5 km, que cubre un área de aproximadamente 3.6 km². Su espesor promedio es de 40 m, con un volumen de 0.14 km³. Presenta una estructura masiva, color negro lustroso, textura porfirítica y fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno. La composición química de esta roca es de tipo dacítico y su contenido en SiO₂ es de 64.4 % en peso.

2.1.3. *Lava Apoyeque Dacítica (LAqD)*: Esta unidad constituye la parte superior del edificio volcánico de Apoyeque (Fig. 2). Se encuentra sobre yaciendo a las lavas Pre-Apoyeque y por debajo de los domos en el flanco noreste del mismo volcán. Su distribución está limitada a los flancos del volcán, donde alcanza una longitud de hasta 2.8 km, y ocupa un área de aproximadamente 12 km². Tiene un espesor promedio de 0.16 km y un volumen total de 1.95 km³. Estas coladas de lava, se presentan de manera masiva y muestran coloración gris claro a rosa. Exhiben una textura porfirítica y fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno. La composición de esta roca es dacítica, con un contenido de SiO₂ de 64.93 % en peso. Gran parte de estas coladas se encuentra cubierta por los depósitos piroclásticos, pertenecientes a la secuencia de la Formación Chiltepe (por ejemplo: la Tefra Xiloá, Tefra Mateare y Tefra Chiltepe).

2.1.4. *Domos Apoyeque Dacíticos (DAqD)*: Los *DAqD* están localizados en la cima del flanco noreste-este del volcán Apoyeque (Fig. 2). Se presentan alineados en dirección sureste y muestran una altura desde su base de 50 metros. Están constituidos por lavas bandeadas de color gris claro, textura porfirítica y fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno. La composición química de esta roca es dacítica y su contenido de SiO₂ de 67.37 % en peso.

2.1.5. *Cono de escoria Xiloá (CeX)*: El *CeX* está ubicado al sureste del volcán Apoyeque y tiene una distribución muy pequeña (Fig. 2). Este cono se encuentra cubierto en contacto directo por los depósitos de la Tefra Xiloá, provenientes del maar Xiloá, lo que implica que tiene una edad mayor a 6.1 ka. Tiene una altura máxima de 160 m, diámetro basal de 705

m, diámetro del cráter de 77 m y un volumen de $75 \times 10^6 \text{ m}^3$. Está totalmente conformado por escorias de color negro-rojizo, con tamaños de clastos que varían de lapilli a bombas. Presenta textura porfirítica-vesicular y fenocristales de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno. La composición química de esta roca es basáltica, con un contenido de SiO_2 de 48.65 % en peso.

2.1.6. Cono de escoria Chiltepe (CeC): El CeC se localiza hacia el este del edificio de Apoyeque, al borde de la península del mismo nombre (Fig. 2). Este cono está cubierto por una densa vegetación y constituido principalmente por fragmentos juveniles de escoria, de color rojizo, de tamaño que varía de lapilli a bombas y bloques de coloración gris rojizo. Presenta una altura máxima de 160 m, con un diámetro basal de 901 m y diámetro del cráter de 92 m, configurando un volumen de $46 \times 10^6 \text{ m}^3$. Los fragmentos juveniles presentan textura porfirítica y fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino. Se trata de andesitas basálticas que tienen un contenido de SiO_2 de 53.02 % en peso.

3. Estratigrafía de la Tefra Apoyeque Superior

3.1. Relación estratigráfica

La *TAqS* es un depósito que tiene una amplia dispersión por lo que se emplea como un excelente marcador estratigráfico en el área de Managua. Se encuentra interestratificado con los depósitos volcánicos provenientes de los complejos volcánicos Chiltepe, Nejapa, Masaya y la Caldera Apoyo (Fig. 1). La secuencia volcano-estratigráfica producida por estos volcanes, ha sido dividida en cuatro principales formaciones: Las Sierras, Chiltepe, Nejapa y Managua (Bice, 1985; Freundt et al., 2006; Kutterolf et al., 2007; Avellán, 2009; Avellán et al., 2012), de acuerdo a su composición y procedencia (Fig. 3). La Formación Las Sierras forma el basamento de la región de Managua y el origen de esta formación se desconoce. No obstante, recientemente se ha definido que el límite de esta formación, lo conforma un depósito de tefra de ca. 30 ka de edad, proveniente del noroeste de la caldera Masaya (Wehrmann et al., 2006; Kutterolf et al., 2007). La Formación Managua, constituida por siete unidades de tefra emplazadas entre los últimos 25 y 3.4 ka (Bice, 1985; Kutterolf et al., 2007; Avellán, 2009), ha sido el producto de erupciones explosivas de los centros volcánicos Masaya y Apoyo (Figs. 1C y 3). La Formación Nejapa, está formada por al menos 15 unidades de tefra originadas a lo largo de la Falla Nejapa, hace ~28 a 2.1 ka (Pardo et al., 2008; Avellán, 2009; Avellán et al., 2012) (Figs. 1C y 3). La Formación Chiltepe, conformada por seis unidades de tefra con edades desde ~17 ka hasta los 4 ka (Bice, 1985; Freundt et al., 2006; Kutterolf et al., 2007; Avellán, 2009) ha sido producida por erupciones ocurridas en el complejo Chiltepe, que engloba al depósito *TAqS*, representando una de las unidades más jóvenes de la región (Figs. 1C y 3).

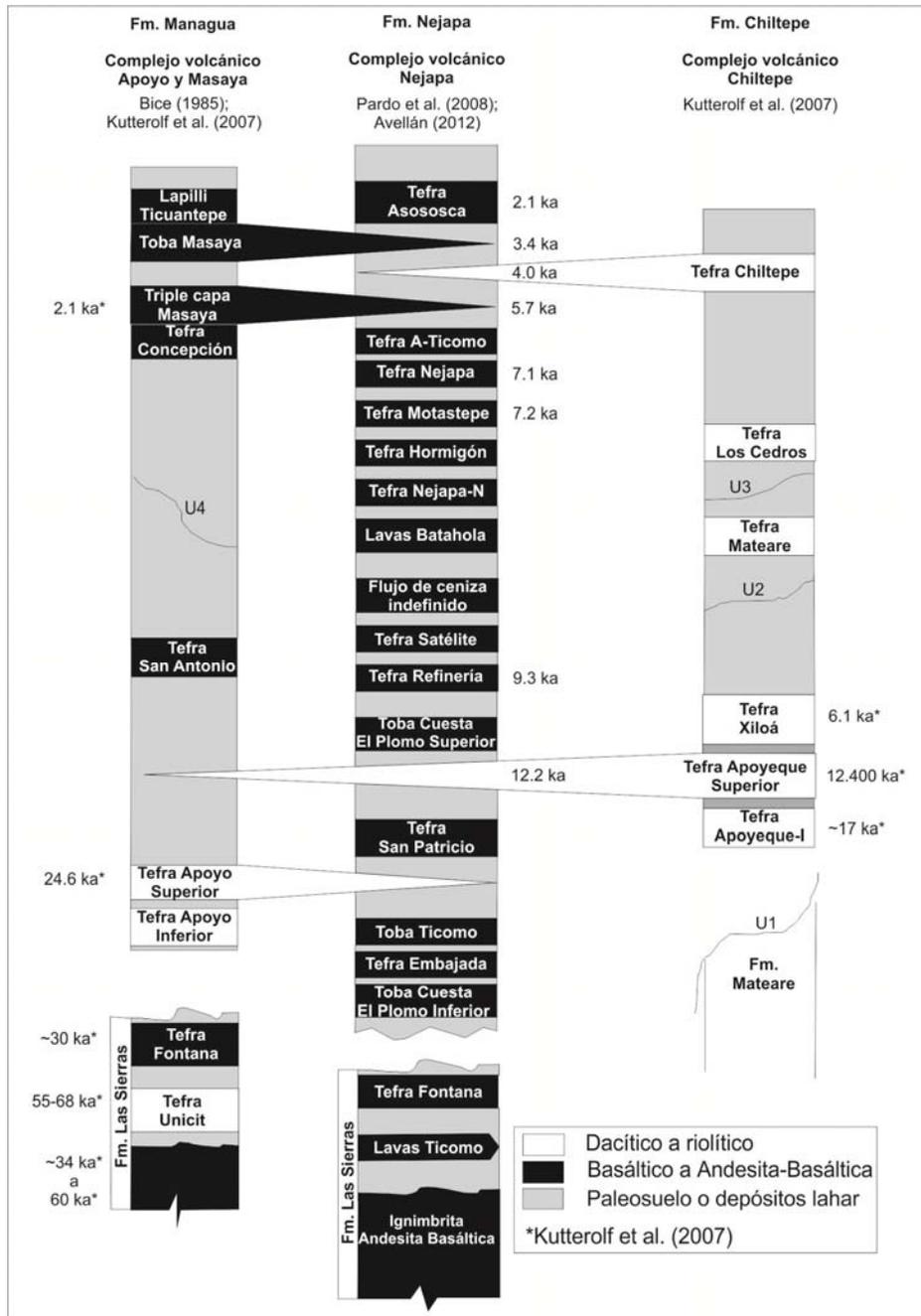


Fig. 3. Correlación estratigráfica de la sucesión de tefra en el Graben de Managua producida por los complejos volcánicos Apoyo, Masaya, Nejapa y Chiltepe durante los últimos ca. 40 ka. Las columnas de la izquierda y derecha muestran la secuencia de tefra de Bice (1985) y Kutterolf et al. (2007), respectivamente. La columna central resume la estratigrafía de de las formaciones Nejapa, Chiltepe y Managua de Pardo et al. (2008) y Avellán et al. (2012). Unidad *TAqS* está inter-estratificada con las formaciones Nejapa, Chiltepe y Managua. Las discordancias erosionales mayores se indican como U1 a U4 (Kutterolf et al. 2007).

En la mayoría de los sitios visitados la *TAqS* aparece en contacto con varias de las tefras que conforman la secuencia volcánica del área, separadas por paleosuelos. En las secciones estratigráficas descritas al sur y centro de Managua, la *TAqS* se encuentra cubriendo a un paleosuelo desarrollado por encima de la Tefra Apoyo Superior con una edad máxima de $24,650 \pm 120$ años AP (por ejemplo en la sección 6; Figs. 4 y 5), proveniente de la caldera Apoyo (base de la Formación Managua) y por debajo de un paleosuelo que infrayace a la Triple Capa Masaya con una edad máxima de $5,755 \pm 90$ años AP (proveniente de la Caldera Masaya, Formación Managua) (Figs. 3, 4 y 5). En la ladera oriental interna del Maar Nejapa, sobreyace a un paleosuelo desarrollado en la Tefra Fontana de ca. 30 ka (Formación Las Sierras) (Sección 11; Figs. 3, 4 y 5) y más al oriente de Nejapa cubre en contacto directo, al cono de escorias de la Tefra San Patricio (Formación Nejapa) (Sección P1; Figs. 4 y 5).

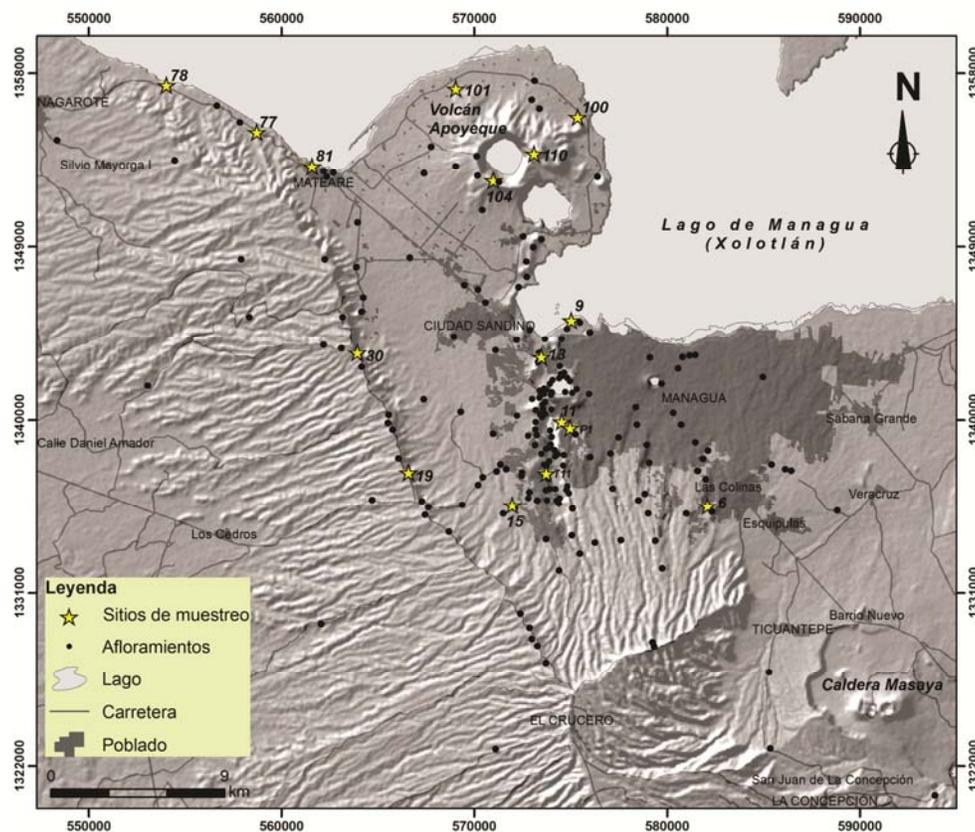


Fig. 4. Mapa de localización de los perfiles estratigráficos. Las estrellas con números indican los sitios mencionados en el texto.

Al sur de Nejapa y en los alrededores del Maar Ticomo, infrayace a depósitos de lahar provenientes de las partes altas de la región. Al occidente de la región de Managua, está cubierta en contacto erosivo por la Tefra Nejapa con una edad máxima de $7,135 \pm 125$ años AP (Formación Nejapa) (Sección 15; Figs. 4 y 5). Al noroeste de la ciudad de Managua, en los complejos volcánicos Cuesta El Plomo, se encuentra por encima de la Toba Cuesta El Plomo Inferior y por debajo de la Toba Cuesta El Plomo Superior (Formación Nejapa) (Sección 9; Figs. 4, 5 y 6). En el escarpe Mateare, está cubierta por la Tefra Xiloá con una edad máxima de $6,105 \pm 30$ años AP (Formación Chiltepe) (Secciones 19 y 30; Figs. 4 y 5). Sin embargo, en las secciones localizadas alrededor del poblado de Mateare (por ejemplo: en las secciones 77, 78 y 81; Fig. 4), a 10 km al suroeste de Apoyeque, la caída *TAqS* fue erosionada por oleadas piroclásticas de la erupción de Xiloá.

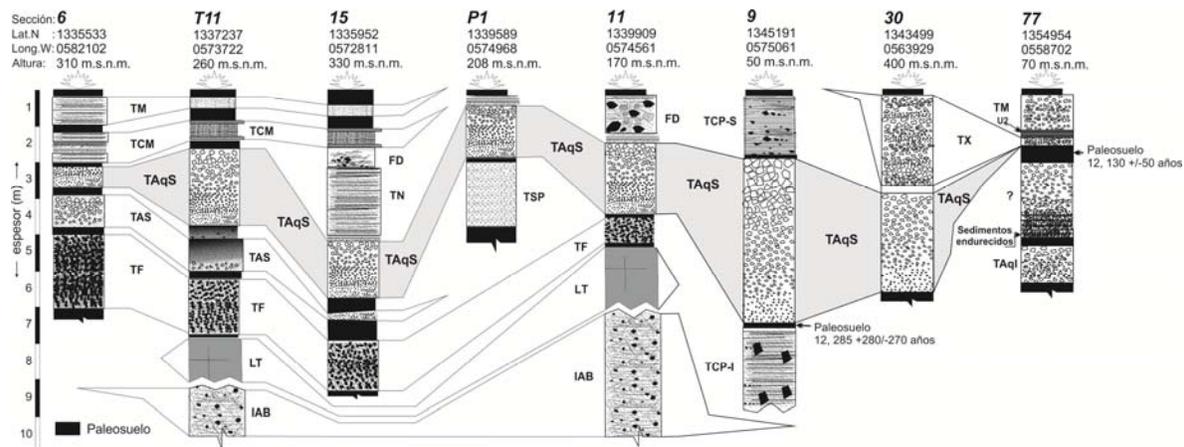


Fig. 5. Correlación de los afloramientos estratigráficos claves de la *TAqS*. Clave para los depósitos: IAB, Ignimbrita Andesita Basáltica; TL, Lavas Ticomo, TF, Tefra Fontana; TCP-I, Toba Cuesta El Plomo Inferior; TAS, Tefra Apoyo Superior; TAqI, Tefra Apoyeque Inferior; TSP, Tefra San Patricio; *TAqS*, Tefra Apoyeque Superior; TCP-S, Toba Cuesta El Plomo Superior; TN, Tefra Nejapa; TX, Tefra Xiloá; U2, Discordancia erosional; TM, Tefra Mateare; FD, Flujos de Detritos; TCM, Triple Capa Masaya; TM, Toba Masaya.

3.2. Edad del depósito

La *TAqS* fue primeramente fechada por Kutterolf et al. (2007), quienes obtuvieron una edad de $12,400 \pm 100$ años A.P. (Antes del Presente) del paleosuelo, que se encuentra por debajo del depósito. En este estudio, se determinaron dos nuevas edades del mismo paleosuelo en localidades distintas. Para tratar de obtener los mejores resultados, solamente se tomaron 5

cm de muestra de la parte superior del paleosuelo, en contacto con la tefra. Estas muestras fueron analizadas en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica (Universidad de Arizona Tucson, E.U.), por el método radiométrico de ^{14}C convencional de las que se obtuvieron resultados, reportados como edad convencional en años antes del presente (A.P.) (Tabla 1). La primera muestra es un paleosuelo arcilloso rico en humus, marrón-oscuro, que fue recolectado en la sección 9, ubicada a 9 km al sureste del cráter del volcán Apoyeque, en el sitio de Acahualinca (Figs. 4 y 6; Tabla 1). El paleosuelo se desarrolló a partir de la Toba Cuesta El Plomo Inferior y está cubierto por un espesor de 4.6 m de la *TAqS*. La edad obtenida en este paleosuelo fue de 12,285 \pm 280/-270 años A.P. La segunda muestra es un paleosuelo limoso-arcilloso, pobre en humus, pardo-claro obtenido en un corte de carretera en el sitio Cuesta El Plomo, al noroeste de la ciudad de Managua (Sección 13; Fig. 4; Tabla 1). El paleosuelo está cubierto por sólo 20 cm de la *TAqS*, debido a que en este lugar, dicha *TAqS* está muy erosionada por la Toba Cuesta El Plomo Superior. La edad obtenida en este paleosuelo fue de 10,145 \pm 295/-285 años A.P. Sólo la primera muestra tomada del paleosuelo en Acahualinca, se compara con la edad convencional reportada por Kutterolf et al. (2007). La segunda muestra arrojó una edad más joven, probablemente debido a que carecía de un horizonte rico en humus. Por lo tanto la edad de la erupción que originó a la *TAqS*, es cercana a 12.4 ka A.P.



Fig. 6. A. Depósitos de oleadas basales freatomagmaticos plano-estratificados de coloración gris, sobreyacidos por la caída de pómez *TAqS* de color blanco, masivo y por depósitos de oleadas basales plano-estratificados de coloración gris de la Toba Cuesta El Plomo Superior, expuestos al noroeste de la ciudad de

Managua (Acahualinca, sitio 9); B. Facies de aspecto inversamente gradada del depósito *TAqS* sobre el paleosuelo desarrollado desde la Toba Cuesta El Plomo Inferior.

Tabla 1. Edades de radiocarbono de muestras de paleosuelos obtenidas durante este estudio. La localización está indicada en coordenadas UTM.

Afloramiento	Muestra	Localización		Código Lab.	Edad Convencional años AP	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
		Norte	Oeste			
9	paleosuelo bajo la <i>TAqS</i>	1345191	575061	A-14267	12, 285 +280/-270	-14.1
13	paleosuelo bajo la <i>TAqS</i>	1343450	573354	A-14264	10, 145 +295/-285	-18.1

3.3. Descripción del depósito

El depósito *TAqS* aparece como una sola capa masiva, clasto-soportada, de gradación inversa, con moderada selección de fragmentos (Figs. 4, 5 y 6). Presenta un espesor máximo de 4.6 m, en la sección 9 ubicada en Acahualinca, 9 km al sureste del cráter Apoyeque (Figs. 4 y 6). Tiene un espesor mínimo expuesto de 50 cm en la sección 6, ubicada en Sierras de Santo Domingo y Las Colinas, a 22 km del volcán (Fig. 4). El depósito tiene un marcado eje de dispersión hacia el sur (Fig. 4). La *TAqS*, está constituida principalmente por pómez de color blanca angulosa a sub-angulosa y tres tipos de fragmentos líticos de lava e intrusivo (angulosos de color rojo, ocre, y redondeados grises). Estos líticos están inversamente gradados a lo largo del depósito, que aumentan su concentración y tamaño por encima de la parte media y por debajo de la porción superior del depósito.

Para sistematizar la descripción del depósito *TAqS*, su interior fue subdividido en cinco partes (*a*, *b*, *c*, *d* y *e*) en la sección 9. De esta forma la *TAqS* consiste de la base a la cima de: *a*) Fragmentos de pómez blanca, tamaño ceniza gruesa, sub-angular con líticos de color ocre y escasos líticos color gris sub-redondeados. Los clastos de pómez tienen vesículas esféricas con algunos fenocristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol, y óxidos Fe-Ti; *b*) Nivel que contiene pómez blanca tamaño lapilli fino sub-angular con vesículas sub-esféricas. Este nivel contiene ligeramente menos líticos de lava de color rojo y gris; *c*) Nivel que contiene pómez blanca tamaño lapilli gruesa sub-angulosa, ligeramente más abundante en líticos de lava redondeados grises e hidrotermalmente color rojo y ocre. Los

clastos de pómez muestran vesículas elongadas a elipsoidales; *d*) Presenta fragmentos de pómez blanca, tamaño lapilli sub-angular con un aumento marcado de líticos grises a rosados y ocre alterados hidrotermalmente. Los clastos de pómez muestran vesículas esféricas a elongadas; *e*) Consta de pómez blanca, sub-angular, tamaño lapilli a bloques, y con rara presencia de líticos. La pómez es fibrosa y tiene vesículas elongadas con textura glomeroporfírica y fenocristales de plagioclasa, piroxeno y óxidos de Fe-Ti.

3.4. Granulometría

Los resultados obtenidos del análisis granulométrico muestran que el depósito en general tiene una distribución unimodal que varía con la distancia al cráter y su posición vertical en la columna estratigráfica (Fig. 7). Las variaciones verticales del depósito fueron estudiadas a diferentes distancias desde el volcán, proximal (sitio 9, a 9 km), e intermedia (sitio 11, 14.2 km y sitio 15, 18.3 km) a lo largo del eje de dispersión (Figs. 4 y 7). La variación granulométrica vertical del depósito en la sección cercana (sitio 9) muestra una moda principal que pasa de la fracción +1 phi (*a*) en la base hasta -5 phi (*c-e*) en los niveles superiores. La parte *b* de *TAqS* tiene otra moda en -5 phi, la cual está asociada a bloques balísticos. En las secciones intermedias a 14.2 km (sitio 11) y 18.3 km (sitio 15) la *TAqS* muestra una importante gradación inversa con una moda principal que se desplaza desde las fracciones finas a gruesas (desde +1 phi (*a*) a -2 phi (*e*) y +1 phi (*a*) a -1 phi, respectivamente). Sumado a esto, la *TAqS* expone una clara variación granulométrica lateral para las fracciones finas y consigue una mejor selección con la distancia desde su fuente (Fig. 7).

3.5. Componentes

En orden de abundancia, el depósito de la *TAqS* consiste de pómez blanca, líticos accidentales de color gris, ocre, rojizo, rosa y fragmentos de cristales sueltos (plagioclasas, piroxenos, anfíboles, óxidos de Ti-Mg) (Fig. 8). El depósito muestra un contenido de pómez promedio de ~78 vol. %, sin embargo, la concentración de pómez aumenta desde la base (nivel-*a*) con un 78.3 vol. % hasta el nivel-*b* en 81.8 vol. %, luego decrece hasta el nivel-*d* en 74.6 vol. %, para posteriormente aumentar en el nivel-*e* hasta 76.7 vol. % (Fig. 8). Por su parte, el contenido de líticos accidentales de color gris disminuyen de 4.8 vol. %

en el nivel-*a* hasta 2.3 vol. % en el nivel-*b*, para luego incrementarse gradualmente hasta la cima (nivel-*e*) en 6.7 vol. % (Fig. 8). Igualmente, los fragmentos oxidados de color rojizo tienen un comportamiento similar dado que disminuyen de 1.6 vol. % a 1 vol. %, para luego aumentar en el nivel-*e* hasta 2.4 vol. % (Fig. 8). Sin embargo, el contenido de fragmentos de color ocre es relativamente constante, entre 2.2 vol. % y 2.8 vol. %, exceptuando una ligera disminución en el nivel-*b* de 1.3 vol. % (Fig. 8). En contraste, los fragmentos accidentales de color rosa tienen un comportamiento distinto dado que aparecen en el nivel-*a* con un contenido 1.1 vol. % y disminuyen a 0.4 vol. % en el nivel-*c* y se incrementa ligeramente hasta 1.2 vol. % en el nivel-*d*, para luego disminuir con 0.7 vol. % en el nivel-*e* (Fig. 8). Finalmente, los cristales aumentan gradualmente su concentración desde el nivel-*a* con un contenido de 11.4 vol. % hasta 13.8 vol. % en el nivel-*d*, y disminuye ligeramente con 12.1 vol. % en el nivel-*e* (Fig. 8).

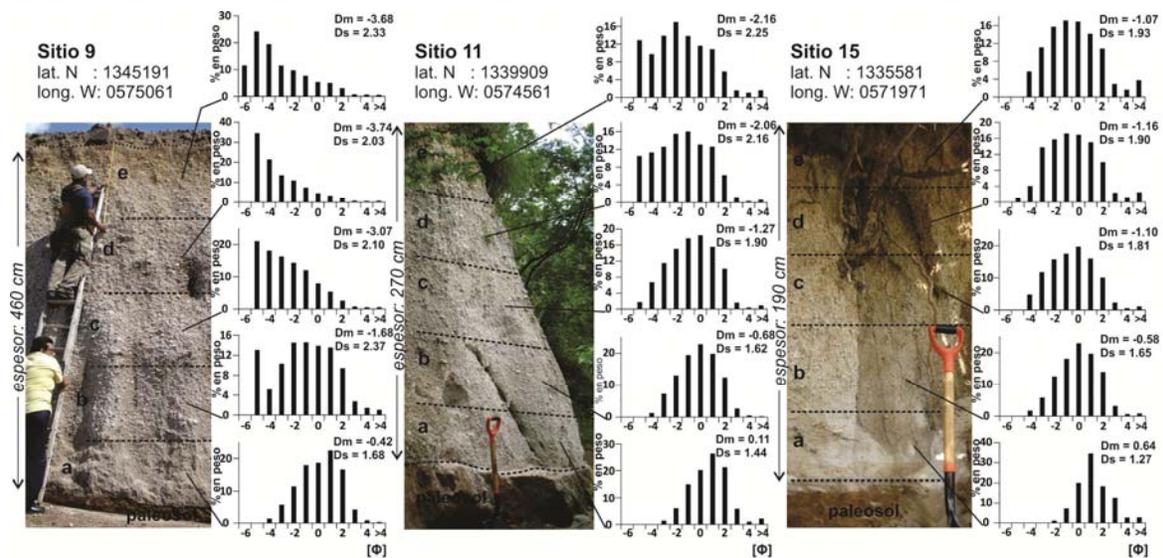


Fig. 7. Vista de secciones de la *TAqS* a lo largo del eje de dispersión con el incremento de distancia desde la fuente. Las líneas limitan los niveles de muestreo (niveles a-e) y su respectiva distribución granulométrica.

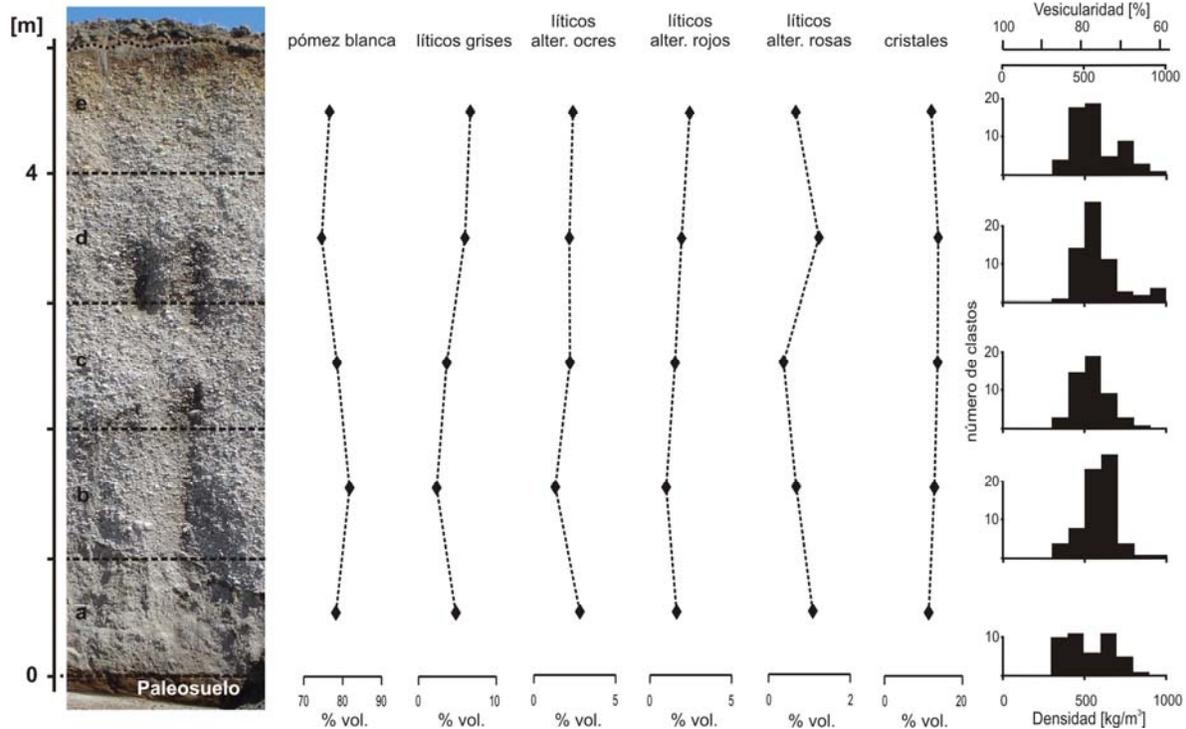


Fig. 8. Sección estratigráfica compuesta de la *TAqS* en el sitio 9 mostrando el histograma de distribución de la pómez (densidad de clastos y vesicularidad) de los niveles a-e. Al centro aparece la variación vertical de los componentes mostrando un claro decremento vertical de pómez contrastando con un incremento de clastos accidentales y líticos alterados hacia la cima.

3.6. Densidad y vesicularidad

Los resultados obtenidos muestran que la densidad de los fragmentos de pómez es bastante homogénea en todos los niveles estratigráficos de *TAqS* dado que varía de 539 ± 146 a $595 \pm 105 \text{ kg/m}^3$, con una densidad promedio de $569 \pm 124 \text{ kg/m}^3$ (Fig. 8). Este valor de densidad en los fragmentos de pómez corresponde a un rango de vesicularidad desde 77 ± 4 a $79 \pm 6 \%$. Estos valores sugieren un índice de vesicularidad promedio de 78 ± 5 , por lo que la *TAqS* contiene pómez altamente vesicular (Houghton y Wilson, 1989). Este alto valor de vesicularidad en los fragmentos de pómez coinciden con el valor mínimo teórico necesario para la fragmentación del magma durante una erupción pliniana de 75% (Sparks, 1978), 71% (Houghton y Wilson, 1989), y 64% (Gardner et al., 1996).

4. Petrografía

Cinco muestras de pómez del depósito de la *TAqS* (sección 9), una de cada nivel (*a-e*), fueron colectadas para preparar secciones pulidas para análisis petrográfico. Seis muestras de rocas adicionales fueron colectadas desde las diferentes unidades del volcán Apoyeque (Fig. 2), y una de cada uno de los cuatro diferentes fragmentos líticos accidentales encontrados en el depósito de la *TAqS* para comparar su mineralogía. Esto, con el fin de considerar la contribución de líticos en el depósito de la *TAqS* provenientes de las coladas de lava antiguas del volcán Apoyeque.

En lámina delgada, la pómez de la *TAqS* se observa homogéneamente vesicular, predominan las vesículas más esféricas, con parches y fibras. Los clastos de pómez de la *TAqS* tienen texturas porfíricas, hipohialinas y altamente vesiculares, con un contenido modal de cristales de ca. 4 %, vidrio ca. 18 % y vesículas de ca. 78 % (Fig. 9). La paragénesis se encuentra constituida de plagioclasas (Pl; 2.3 %), ortopiroxenos (Opx; 0.9 %), clinopiroxenos (Cpx; 0.6 %), anfíboles (0.8 %), óxidos de Fe-Ti (<0.4 %) y apatito como mineral accesorio (Fig. 9). La fábrica de los cristales es hipidiomórfica, debido a que predominan cristales con morfologías entre subhedrales y anhedrales (Fig. 9). Los glomerocristales se presentan desde la porción media (nivel-*c*) con mayor concentración en el nivel-*e* del depósito.

Los fragmentos líticos accidentales más abundantes tienen un color gris en muestra de mano, con un aspecto masivo y redondeado. En sección delgada presentan una textura porfírica, la fábrica de los fenocristales es hipidiomórfica y su paragénesis es Pl (22 %), olivino (13 %), Opx (8 %) y Cpx (3 %) (Fig. 10A). La matriz es variolítica, los cristales de Cpx y Opx presentan un hábito fibroso con una disposición en abanico de fibras divergentes, frecuentemente ramificadas y el espacio intersticial está ocupado por pequeños cristales de plagioclasas, vidrio y óxidos diseminados.

Los fragmentos accidentales de lavas color rojizo, rosa y ocre que se encuentran dentro del depósito de la *TAqS*, presentan una paragénesis mineral muy variada. Los fragmentos de color rojizo y rosa tienen texturas porfírica-subglomeroporfírica y porfírica-subtraquítica, respectivamente (Fig. 10B-C). La paragénesis de ambas rocas es muy similar

con Pl (20 %), Opx (5-8 %), Cpx (3-6 %), óxidos de Fe-Ti (2-3 %), y anfíbol como accesorio en los líticos de color rojizo (Fig. 10B-C). La matriz de ambas muestras está constituida de microlitos de plagioclasas y vidrio intersticial. Las plagioclasas tienen morfología esqueletal con extremos bifurcados, típica de rápido crecimiento y orientación aleatoria. Los glomerocristales están conformados de px, óxidos de Fe-Ti y Pl. La coloración rojiza y rosa de ambas muestras se debe al grado de alteración, debido a la oxidación de los minerales ferromagnesianos e hidratación de las plagioclasas, que en su mayoría de los casos son reemplazados por iddingsita y sericita, respectivamente, mientras que las vesículas se encuentran rellenas de ópalo. Sin embargo, los líticos de color ocre tienen una textura fanerítica-hipidiomorfica y una composición mineral de Pl (41 %), cuarzo (24 %), ortoclasa (15 %), biotita (18 %), óxidos de Fe-Ti (2 %) y zircón como mineral accesorio (Fig. 10D). Esta roca se encuentra afectada por fracturas y moderadamente alterada por hidrotermalismo, debido a que los minerales ferromagnesianos se encuentran alterados.

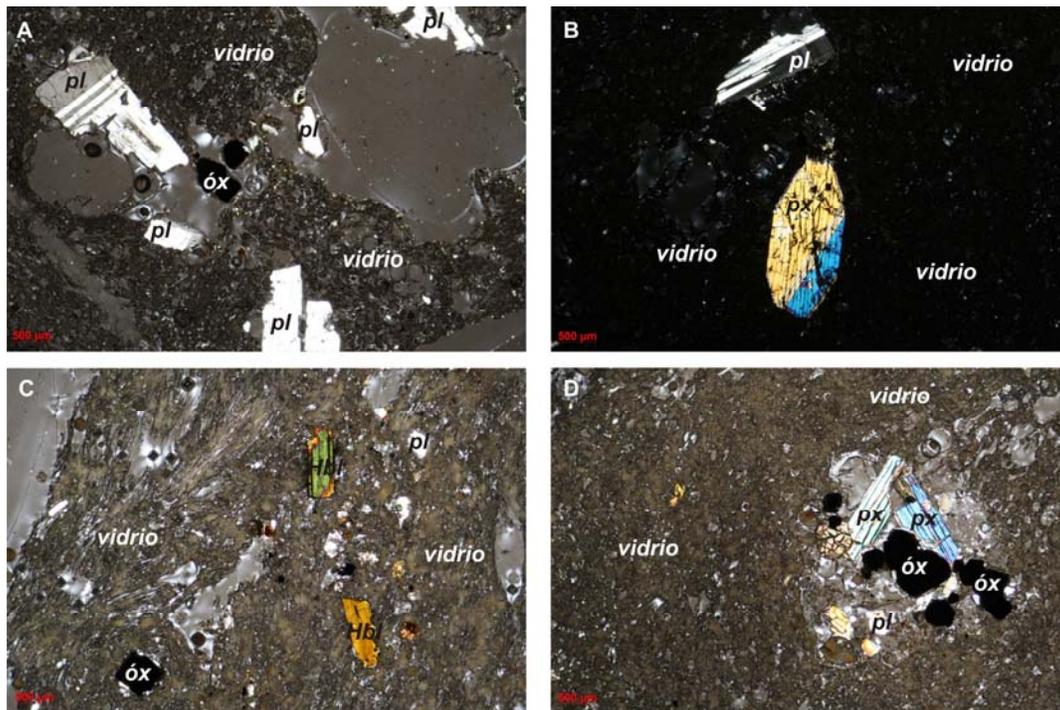


Fig. 9. Microfotografías mostrando la paragénesis mineral de la TAQS: pl, plagioclasa; px, piroxenos; Hbl, hornblenda; óx, óxidos de Fe-Ti y vidrio.

Las lavas de la base del volcán Apoyeque presentan una textura porfírica, subtraquítica, glomeroporfírica y una paragénesis mineral de Pl (16 %), Opx (10 %), Cpx (8 %) y óxidos de Fe-Ti (2 %). La matriz está constituida por microlitos de Pl, óxidos de Fe-Ti, Cpx y vidrio intersticial, y se encuentra parcialmente alterada, lo cual se ve reflejado por una coloración café. En contraste, las lavas de la parte superior del edificio volcánico (coladas de lavas y domos) se caracterizan por presentar un menor contenido de fenocristales. La textura de estas lavas y domos es porfírica-traquítica a subtraquítica, con una paragénesis mineral conformada por Pl (10-18 %), Opx (3-4 %), Cpx (1-3 %) y óxidos de Fe-Ti (1-2 %). En algunas muestras se encontró también sanidino y anfíbol como accesorio. La matriz de estas rocas se caracteriza por estar conformada por microlitos de feldespatos, piroxenos, y óxidos de Fe-Ti pobremente orientados, con morfología esquelética y extremos bifurcados, típico de rápido crecimiento en respuesta al alto grado de sub-enfriamiento, y vidrio intersticial. Estas rocas se encuentran moderadamente meteorizadas y muestran una alteración parcial de los minerales máficos en iddingsita.

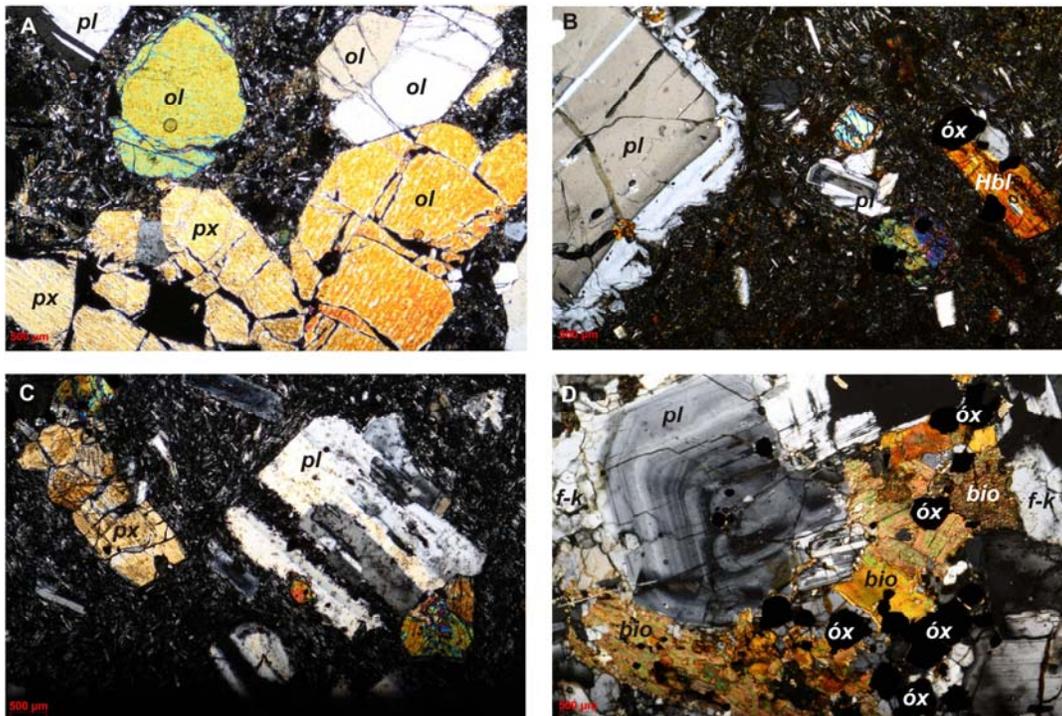


Fig. 10. Microfotografías de los líticos accidentales en el depósito de la TAqS. A. Fragmento accidental de color gris. B. Fragmento accidental de color rojo. C. Fragmento accidental de color rosa. D. Fragmento accidental de color ocre; pl, plagioclasa; ol, olivino; px, piroxeno; Hbl, Hornblenda; óx, óxido de Fe-Ti; bio, biotita y f-k, feldespato-k.

5. Química mineral de la TAqS

5.1. Composición de la matriz

El vidrio de la TAqS es riolítico, composicionalmente uniforme y con una variación que no supera el error analítico ($\text{SiO}_2 = 74.41 \pm 0.6$ % en peso) (Fig. 11; Tabla 2). El contenido de K_2O es heterogéneo y no muestra una variación sistemática de los datos. La variación de FeO vs. CaO muestra una correlación positiva (Fig. 11).

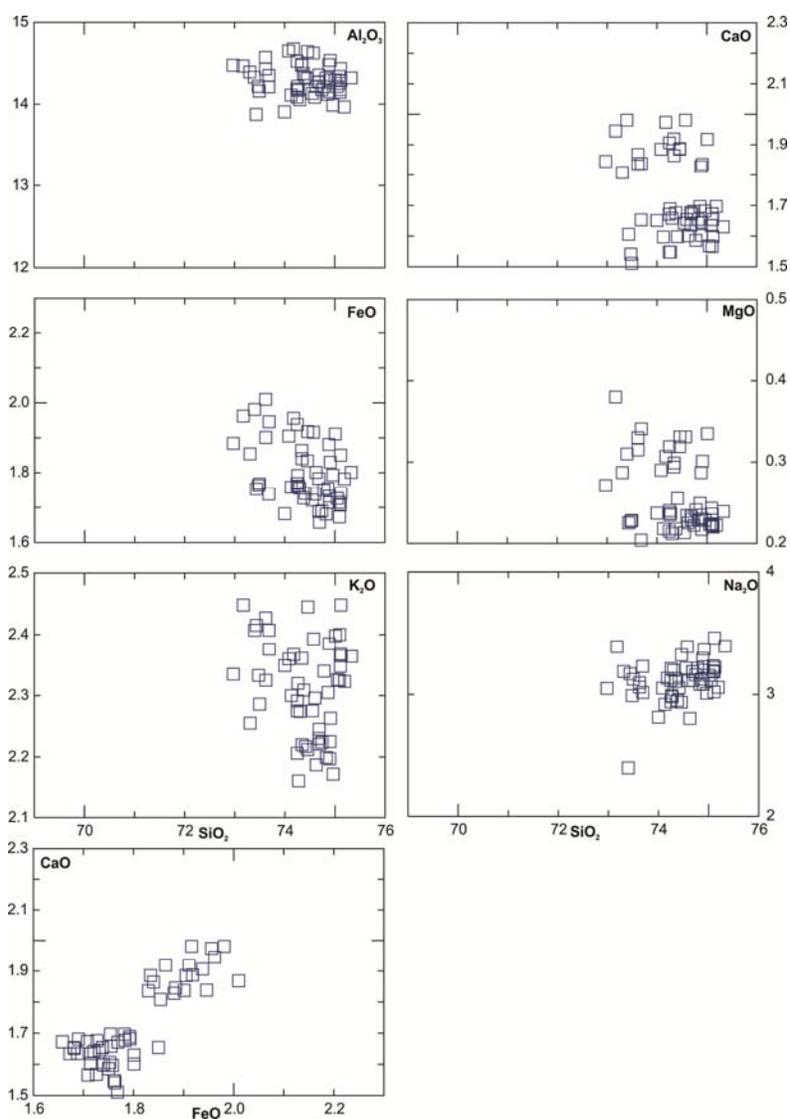


Fig. 11. Composición de elementos mayores en el vidrio en la pómez de la TAqS colectada en la sección 9 (Acahualinca). Los datos representan análisis de microsonda electrónica individuales en el vidrio. Es claro que ocurren dos grupos en la composición del vidrio.

Tabla 2. Composición promedio del vidrio (% en peso) en las muestras de pómez de la sección 9 (*TAqS*). n = número de análisis.

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	NiO	n
A	74.67	14.19	1.74	0.09	0.23	1.61	3.19	2.38	0.22	0.00	10
B	74.20	14.22	1.75	0.08	0.23	1.60	2.99	2.25	0.21	0.00	10
C	74.12	14.49	1.88	0.09	0.30	1.87	3.14	2.31	0.24	0.00	11
D	74.78	14.17	1.73	0.08	0.23	1.66	3.14	2.26	0.19	0.01	15
E	73.99	14.47	1.95	0.10	0.34	1.92	3.11	2.41	0.24	0.01	7

5.2. *Plagioclasas*

Es la fase mineral más abundante en la *TAqS*. Se presenta como fenocristales y microfenocristales (<2 mm en tamaño) de forma tabular, subhedral-anhedral, zonación combinada con maclas tipo albita y Carlsbad. Algunos cristales contienen micro-inclusiones de óxidos de Fe-Ti e inclusiones de vidrio. En general, se observan tres principales tipos de cristales (Fig. 12A; Tabla 3). El primer tipo consiste de cristales sin zonación con variable composición entre An₄₂ y An₅₅. El segundo tipo consiste de cristales con núcleos cálcicos (~An₈₄) y bordes más evolucionados (~An₄₅). El tercer tipo comprende cristales con bordes cálcicos (~An₈₃) con núcleos más evolucionados (~An₄₃).

5.3. *Piroxenos*

Es la fase mineral ferromagnesiana más común y ocurre como ortopiroxenos y clinopiroxenos (Fig. 12B; Tabla 4). Ambos cristales se presentan como fenocristales y microfenocristales (<1 mm en tamaño) con forma prismática-tabular, subhedral-anhedral. La mayoría de las dos fases minerales contiene micro-inclusiones de óxidos de Fe-Ti. La población de ortopiroxenos presentan coloración pardo-café vítreo con una composición En₅₅₋₆₅, Fs₃₃₋₄₃, Wo₂₋₃ y Mg# = 42-52 (Mg# = ((Fetot +Mg)/Mg)*100). Por otro lado los clinopiroxenos de la *TAqS*, son prismáticos de coloración verdosa y con un rango composicional homogéneo (En₃₈₋₄₁; Wo₄₃₋₄₅; Mg# = 54-59).

5.4. *Anfíboles*

Se presentan como fenocristales y microfenocristales (<1 mm en tamaño), color verde oscuro, forma tabular y subhedral-anhedral. Algunos cristales contienen micro-inclusiones de óxidos de Fe-Ti. La población de anfíboles en la *TAqS* muestra una composición

homogénea (por ejemplo: $\text{TiO}_2 = 1.8 \pm 0.07$ % en peso; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 8.0 \pm 0.3$ % en peso) (Tabla 5).

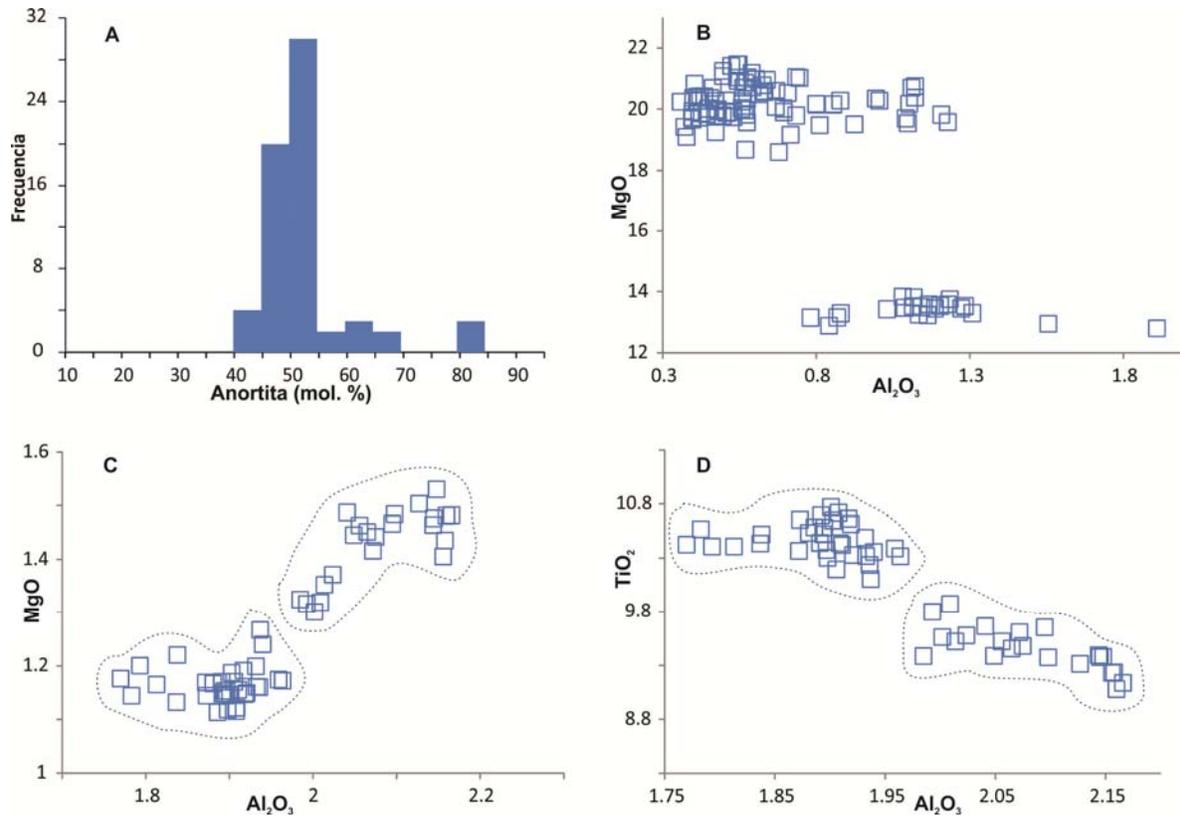


Fig. 12. A, Rango composicional de la población de plagioclasas en las pómez colectadas en el sitio 9 (TAqS), al igual que la composición de piroxenos (B). Los ortopiroxenos tienen más alto contenido de MgO (>18 % en peso), mientras que el grupo de clinopiroxenos lo tiene más bajo (<14.2 % en peso). La distribución de los datos refleja la presencia de dos grupos de piroxenos. C y D, La composición de titanomagnetita mostrando dos grupos composicionales.

5.5. Óxidos Fe-Ti

La titanomagnetita se presenta como microfenocristales (<500 μm en tamaño), subhedral-anhedrales, diseminados en la matriz y como inclusiones en los fenocristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol. Los cristales de titanomagnetita en el depósito de la TAqS ocurren principalmente en el rango composicional de $\text{Usp} = 28.6 \pm 0.2$, pero muestran ligeras diferencias en las concentraciones de algunos elementos tales como Al_2O_3 , MgO y TiO_2 , las cuales definen dos grupos (Fig. 12C-D; Tabla 6). El primer grupo presenta un rango composicional entre 1.77-1.96 % en peso de Al_2O_3 , 1.11-1.27 % en peso de MgO y 10.1-

10.77 % en peso en TiO₂. El segundo grupo tiene más alta concentración en Al₂O₃ (1.98-2.17 % en peso), MgO (1.3-1.53 % en peso) y bajo contenido de TiO₂ (9.07-9.87 % en peso). Los cristales de ilmenita en la *TAqS*, son mucho menos abundantes que los de titanomagnetita y presentan un rango composicional de Ilm = 84±0.4.

Tabla 3. Composición (% en peso) promedio de las plagioclasas en la pómez de la sección 9. n es el número de análisis medidos en la muestra. Clave: c, núcleo; m, medio; y b, borde.

Muestra		Na2O	Al2O3	SiO2	K2O	CaO	FeO	Sr	Ba	An	Ab	Orth	n
a	c	5.17	27.18	57.32	0.25	9.86	0.29	0.01	0.05	50.53	47.95	1.52	5
	m	5.19	27.17	57.54	0.26	9.82	0.33	0.04	0.03	50.31	48.10	1.59	2
	b	4.71	27.99	56.10	0.21	10.77	0.38	0.05	0.02	55.13	43.59	1.28	3
B	c	5.12	27.33	57.17	0.23	9.96	0.32	0.01	0.03	51.10	47.51	1.38	4
	m	4.78	27.66	56.45	0.21	10.49	0.30	0.01	0.02	54.10	44.61	1.28	1
	b	5.22	27.21	57.42	0.23	9.83	0.34	0.03	0.05	50.29	48.28	1.42	4
C	c	4.61	27.97	55.87	0.21	10.86	0.33	0.00	0.03	55.82	42.92	1.26	7
	m	4.37	28.40	55.18	0.19	11.36	0.34	0.00	0.03	58.22	40.60	1.18	6
	b	4.66	27.88	56.01	0.21	10.81	0.32	0.01	0.03	55.39	43.31	1.30	7
D	c	4.93	27.53	56.62	0.22	10.30	0.33	0.02	0.03	52.86	45.81	1.34	5
	m	5.15	27.28	57.28	0.22	9.91	0.35	0.00	0.02	50.84	47.81	1.36	1
	b	4.96	27.58	56.72	0.21	10.37	0.32	0.01	0.05	52.91	45.82	1.26	4
E	c	5.05	27.06	57.22	0.26	9.85	0.31	0.03	0.04	51.01	47.38	1.60	6
	m	5.18	27.18	57.34	0.25	9.84	0.33	0.04	0.05	50.43	48.05	1.51	3
	b	5.09	27.03	57.39	0.24	9.78	0.32	0.04	0.06	50.77	47.76	1.47	6

Tabla 4. Composición (% en peso) promedio de los piroxenos en la pómez de la sección 9. n representa el número de análisis en la muestra.

Muestra	SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	NiO	Cr2O3	n
Ortopiroxeno												
a	52.79	1.11	23.82	1.83	19.89	1.16	0.05	0.02	0.12	-	-	3
b	52.6	0.65	24.68	1.85	19.92	1.06	0.01	-	0.1	0.01	-	5
c	52.59	0.77	23.49	1.72	20.17	1.11	0.02	-	0.11	-	-	12
d	52.75	0.49	25.4	1.99	19.29	1.09	0.01	-	0.11	-	-	6
e	53.05	0.54	21.45	1.25	22.04	0.96	0.02	-	0.1	0.02	-	55
Clinopiroxeno												
a	52.01	1.09	10.82	0.9	13.58	21.47	0.29	0.01	0.2	0.01	-	3
c	52.56	1.18	10.65	0.8	13.71	21.48	0.27	0.01	0.2	0.01	-	3
e	53.7	1.17	10.02	0.72	13.28	20.37	0.26	-	0.21	0.01	-	16

Tabla 5. Composición promedio (% en peso) de anfíboles en la pómez de la sección 9. n representa el número de análisis en la muestra.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	n
A	46.25	1.83	7.83	15.67	0.59	13.23	11.11	1.65	0.42	3
B	46.07	1.84	8	16.35	0.64	13.05	10.9	1.65	0.39	8
C	46.11	1.84	7.9	15.52	0.58	13.25	10.99	1.6	0.38	6
D	45.91	1.76	8.2	16.18	0.61	12.94	11.03	1.68	0.4	6
E	48.22	1.76	7.59	13.62	0.4	13.35	10.51	1.52	0.12	2

Tabla 6. Composición promedio (% en peso) de óxidos de Fe-Ti en pómez de la sección 9. n representa el número de análisis medido en la muestra.

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	NiO	n
A	0.052	2.038	83.132	0.712	1.361	9.813	0.034	0.007	6
B	0.066	1.903	83.275	0.772	1.165	10.494	0.022	0.009	20
C	0.06	2.073	83.382	0.68	1.419	9.459	0.029	0.007	18
D	0.059	1.869	82.863	0.758	1.168	10.372	0.018	0.003	10

6. Geoquímica

En este trabajo se presentan 33 nuevos análisis de roca de los cuales 12 pertenecen al depósito de pómez *TAqS*, 4 al edificio volcánico Apoyeque y 17 al Campo Volcánico Nejapa (CVN).

6.1. Composición de roca total

6.1.1. Elementos mayores

Las rocas que conforman el edificio volcánico Apoyeque varían en composición desde andesitas, en su base, a dacitas, en la porción superior, con un contenido en SiO_2 que varía de 61.5 a 67.4 % en peso y Fe_2O_{3t} de 4.2 a 7.5 % en peso (Fig. 13A; Tabla 7). Los fragmentos de pómez colectados en la *TAqS* tienen una composición riodacítica, con un contenido en SiO_2 de 66.9-68.5 % en peso. En contraste, las rocas del Campo Volcánico Nejapa (CVN) se distinguen por tener un contenido bajo de SiO_2 (45.98 – 49.63% en peso) y alto contenido de Fe_2O_{3t} (10.25 – 12.65% en peso), por lo que casi todas se ubican en el campo de las rocas de composición basáltica, a excepción de la muestra *Ch* (cono de escorias Chiltepe) y la *L2* (lítico accidental de color gris) que tienen una composición de andesita-basáltica (Fig. 13A; Tabla 8).

Independientemente del contenido de SiO_2 , todas las muestras analizadas presentan afinidad sub-alcalina en el diagrama de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 (Fig. 13A) (Irvine y Baragar, 1971). Sin embargo, el enriquecimiento en FeO^* muestra que las rocas del volcán Apoyeque incluida la pómez *TAqS* se ubican por debajo de la línea calco-alcalina, mientras las rocas del CVN tienen una asociación toleítica (Fig. 13B). Al considerar la relación de K_2O versus SiO_2 de Gill (1981) (Fig. 13C), se resalta que todos los basaltos caen en la línea que divide los productos de bajo y medio potasio. Sin embargo, las muestras pertenecientes al volcán Apoyeque y la pómez están ligeramente enriquecidas en K_2O y se caracterizan por un contenido de potasio medio.

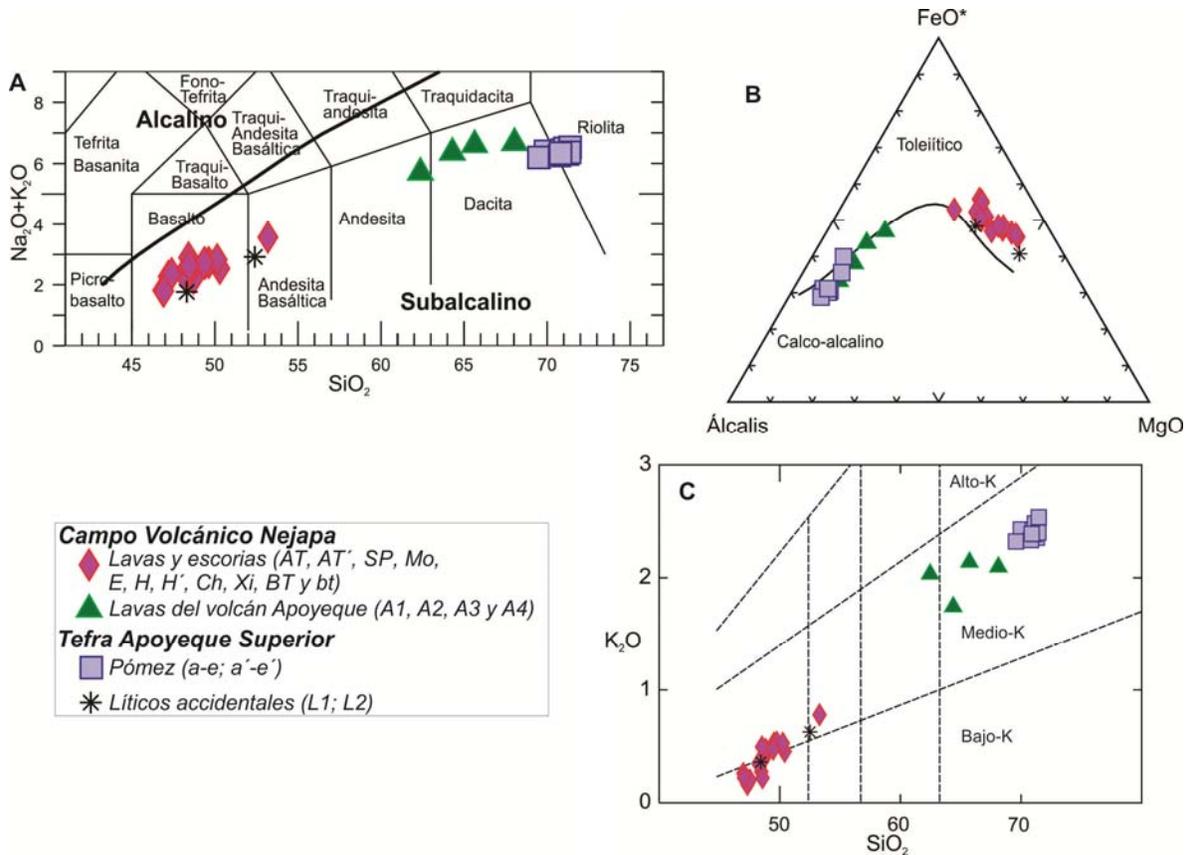


Fig. 13. A. Diagrama de clasificación TAS (Total álcalis vs. sílica según Le Bas et al., 1986) de los datos de la tabla 7 y 8, normalizados al 100%, en base anhidra. B. Diagrama Álcalis – Hierro – Magnesio (AFM) de Irvine y Baragar (1971). Clave: conos de escoria AT y AT', Altos de Ticomo; SP, San Patricio; Mo, Motastepe; E, Embajada; H, Hormigón; Ch, Chiltepe; Xi, Xiloá; lavas BT y bt, Batahola; A1, A2, A3, A4, lavas del volcán Apoyeque; a-e, niveles de la columna compuesta por la Tefra Apoyeque Superior; L1 y L2, líticos accidentales de la Tefra Apoyeque Superior. C. Diagrama de SiO₂ vs. K₂O, fue modificado del presente de Gill (1981), usando las subdivisiones de Le Maitre et al. (1989).

Al graficar los elementos mayores en los diagramas de variación tipo Harker (Fig. 14), se puede observar que las rocas de los conos de escoria y lavas del CVN presentan una tendencia positiva en los óxidos Al₂O₃, Na₂O y P₂O₅; y una tendencia negativa del MgO, FeO* y CaO; y un patrón indefinido del TiO₂ y MnO. Así mismo, las rocas félsicas (lavas de Apoyeque y pómez) presentan una alineación negativa mejor definida del MgO, FeO*, CaO y TiO₂, de hecho, los tres primeros óxidos se correlacionan negativamente con las rocas más primitivas del CVN y positivamente en Na₂O. Por otra parte no existe un patrón general de correlación de todas las muestras en Al₂O₃, TiO₂ y P₂O₅ lo que es marcado por

un patrón de inflexión (Fig. 14). Las rocas que constituyen el edificio volcánico de Apoyeque (entre los valores de sílice de 61-67% en peso) reflejan una dispersión, sin ninguna tendencia clara en los óxidos Na_2O , MnO y P_2O_5 , mientras que en las muestras más félsicas (pómez), la mayoría de los óxidos se agrupan en un área muy reducida (Fig. 14).

Tabla 7. Composición química en roca total de muestras del volcán Apoyeque y la TAqS. <, Valores en límite de detección. Au e Ir, están en ppb.

Muestra	L1	L2	A4	A3	A2	A1	e	d	C	b	a	e'	d'	c'	b'	a'
Sección	9	9	110	104	101	100	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
Depósito	CP	CP	FL	FL	FL	FL	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP
Tipo de roca	lava	lava	lava	lava	lava	lava	pómez	pómez	pómez	pómez	pómez	pómez	pómez	pómez	pómez	pómez
Lat. N	1345191	1345191	1354384	1352463	1357228	1355781	1345191	1345191	1345191	1345191	1345191	1345191	1345191	1345191	1345191	1345191
Long. W	575061	575061	572967	570971	569025	575337	575061	575061	575061	575061	575061	575061	575061	575061	575061	575061
Elementos mayores																
(% en peso)																
SiO ₂	47.92	50.68	67.37	64.93	64.4	61.52	66.9	67.4	67.18	67.41	67.37	68.18	68.03	68.23	68.5	67.4
Al ₂ O ₃	21.02	17.59	15.9	15.86	15.76	16.42	13.54	13.81	14.65	14.04	13.58	13.82	14.24	14.17	14.04	14
Fe ₂ O ₃ *	7.82	9.04	4.27	5.43	6.86	7.51	5.18	3.45	4.29	3.32	3.45	3.37	3.43	3.32	3.08	3.44
MnO	0.126	0.167	0.072	0.167	0.188	0.142	0.101	0.1	0.105	0.097	0.098	0.102	0.103	0.103	0.096	0.102
MgO	8.44	5.8	1.12	1.39	1.55	1.98	0.86	0.88	0.99	0.72	0.69	0.88	0.86	0.85	0.73	0.8
CaO	12.49	10.87	3.44	4.33	4.65	5.33	3.13	3.26	3.43	3.06	2.99	3.23	3.36	3.24	3.34	3.32
Na ₂ O	1.39	2.21	4.52	4.41	4.61	3.61	3.79	3.81	3.74	3.8	3.76	3.78	3.77	3.76	3.8	3.75
K ₂ O	0.35	0.6	2.07	2.11	1.74	2	2.32	2.3	2.24	2.35	2.39	2.25	2.24	2.29	2.3	2.27
TiO ₂	0.328	0.517	0.474	0.596	0.756	0.68	0.293	0.286	0.31	0.287	0.28	0.299	0.311	0.307	0.291	0.304
P ₂ O ₅	0.07	0.12	0.17	0.2	0.3	0.16	0.07	0.07	0.11	0.06	0.07	0.1	0.11	0.1	0.09	0.11
LOI	0.24	0.65	1.54	1.26	-0.32	1.23	4.13	4.43	3.7	4.32	4.33	4.73	4.23	4.29	4.45	4.46
Total	100.2	98.24	100.9	100.7	100.5	100.6	100.3	99.79	100.7	99.47	99.02	100.7	100.7	100.7	100.7	99.98
Elementos traza																
(ppm)																
Be	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
S	0.006	0.01	0.005	0.012	0.002	0.008	0.014	0.007	0.009	0.023	0.004	0.012	0.008	0.044	0.006	0.007
Sc	22.1	30.3	9.96	13	15.6	17.4	5.83	6.22	6.72	5.78	5.93	6.69	6.89	6.94	6.34	7.37
V	150	228	35	47	57	147	34	35	39	30	31	36	37	35	31	34
Cr	39.4	31.7	0.5	7.1	3.6	0.5	662	10	114	4.2	3.1	0.5	0.5	3.2	0.5	5.5
Co	44.2	34.8	5.3	7.7	8.3	15.9	5.8	5.6	7	5.2	5	5.1	6.1	6.2	5.4	6.2
Ni	71	35	2	222	3	27	13	13	8	5	4	4	3	3	4	2
Cu	50	47	18	14	10	46	34	14	16	17	17	14	15	16	20	24
Zn	41	62	71	73	88	58	49	45	48	46	48	47	48	51	52	54
Ga	13	15	18	18	18	18	12	12	13	12	13	13	13	14	13	14
Ge	1.2	1.6	1.8	1.8	1.8	1.7	1.8	1.6	1.7	1.6	1.7	1.6	1.7	1.5	1.6	1.6
As	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	2	3	3	3	< 1	3	2	3	2	2	2

Se	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Br	2	4.8	0.5	1.8	3.6	0.5	6.5	6.6	5.8	6.4	6.6	6.7	6.1	6.3	6.4	6.7
Rb	6	11	38	33	32	37	43	41	41	44	45	43	43	44	42	43
Sr	356	344	339	354	370	330	235	248	270	253	238	246	267	260	258	263
Y	8	11	28	30	31	34	18	18	18	18	18	16	16	17	17	17
Zr	28	48	159	158	151	162	164	150	153	156	158	163	161	162	158	154
Nb	0.9	1.2	5.1	5.9	5.4	5	7.9	5.3	5.9	5.4	5.5	4.9	4.2	4	4.7	3.7
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.6	< 0.5	< 0.5
Cd	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
In	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Sn	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	2	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Sb	< 0.1	0.2	0.2	< 0.1	0.3	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4
Cs	0.2	0.4	0.6	1	1	0.5	1.7	1.6	1.6	1.7	1.7	1.5	1.6	1.6	1.5	1.6
Ba	516	456	1306	1288	1185	1377	1510	1499	1451	1506	1543	1490	1478	1680	1536	1469
La	2.5	5.18	15.8	18.1	13.6	20.5	12.1	12.4	11.7	12.1	12.4	12.9	13	12.9	12.5	12.8
Ce	5.13	10.6	32.9	37.8	30.2	32	23.3	23.7	22.9	23.5	24.4	24.4	24.1	24.5	23.5	24.1
Pr	0.69	1.44	4.55	4.79	4.11	6.11	2.74	2.79	2.71	2.77	2.9	2.83	2.85	2.85	2.75	2.8
Nd	3.31	6.98	19.2	20.1	18.7	26.8	11.1	11	11	11.1	11.3	11.5	11.8	11.6	11.2	11.3
Sm	0.91	1.94	4.73	4.67	4.61	6.22	2.5	2.5	2.44	2.43	2.48	2.5	2.68	2.61	2.5	2.59
Eu	0.36	0.712	1.23	1.37	1.42	1.6	0.602	0.638	0.654	0.62	0.622	0.649	0.652	0.666	0.629	0.655
Gd	1.1	2.2	4.61	4.57	4.85	5.92	2.5	2.53	2.53	2.43	2.48	2.5	2.68	2.59	2.48	2.47
Tb	0.19	0.38	0.77	0.82	0.87	1.01	0.4	0.43	0.41	0.41	0.42	0.44	0.45	0.45	0.42	0.42
Dy	1.21	2.3	4.6	5	5.18	5.89	2.48	2.58	2.54	2.53	2.62	2.81	2.79	2.81	2.61	2.72
Ho	0.25	0.46	0.91	1.04	1.06	1.17	0.53	0.55	0.54	0.54	0.56	0.59	0.58	0.59	0.55	0.58
Er	0.74	1.37	2.76	3.03	3.11	3.38	1.72	1.71	1.69	1.7	1.78	1.8	1.79	1.78	1.74	1.77
Tm	0.115	0.209	0.44	0.465	0.486	0.519	0.284	0.282	0.273	0.277	0.294	0.294	0.294	0.299	0.285	0.296
Yb	0.79	1.44	3.07	3.24	3.25	3.53	2.05	2.05	2	2.03	2.15	2.11	2.15	2.18	2.11	2.17
Lu	0.134	0.24	0.498	0.54	0.549	0.559	0.356	0.36	0.344	0.356	0.371	0.386	0.402	0.409	0.398	0.406
Hf	0.7	1.3	3.7	3.6	3.6	3.8	3.9	3.8	3.8	3.8	3.9	4	4.1	3.9	4.1	3.8
Ta	0.04	0.06	0.33	0.37	0.42	0.3	0.3	0.3	0.29	0.3	0.3	0.31	0.3	0.31	0.3	0.31
W	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Ir	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Au	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	4
Hg	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Tl	0.05	0.06	0.08	0.05	0.16	0.14	0.19	0.19	0.18	0.18	0.2	0.25	0.24	0.24	0.24	0.24

Pb	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	6	< 5	< 5
Bi	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Th	0.36	0.58	2.48	2.81	2.25	2.88	2.77	2.78	2.67	2.81	2.95	2.64	2.6	2.6	2.55	2.62
U	0.37	0.58	2.25	2.03	1.93	2.31	2.63	2.62	2.51	2.72	2.79	2.5	2.47	2.45	2.46	2.45

Tabla 8. Composición química en roca total de muestras de los conos de escorias y lavas del CVN. <, Valores en límite de detección. Au e Ir están en ppb.

Muestra	AT	AT'	SP	Mo	E	H	H'	Ch	Xi	BT1	BT2	BT3	bt1	bt2	bt3	bt4	bt5
Sección	T11	T11	P1	Mo1	A6	A4	A4	99	96	A8	N18	N10	A17	N10	A17	A20	A18
Depósito	CE	CE	CE	CE	CE	CE	CE	CE	CE	FL							
Tipo de roca	escoria	escoria	escoria	escoria	escoria	escoria	escoria	escoria	escoria	lava							
Lat. N	1337239	1337239	1339594	1341072	1341585	1341621	1341621	1352563	1349220	1342441	1340313	1339886	1340150	1339886	1340150	1342061	1342289
Long. W	573722	573722	574964	573009	575318	573630	573630	576409	573516	574677	573687	573183	573518	573183	573518	574057	574608
Elementos Mayores																	
(% en peso)																	
SiO ₂	47.45	49.63	47.86	48.12	47.14	45.98	46.81	53.02	48.65	46.49	49.27	48.81	49.21	48.66	46.47	47.87	46.1
Al ₂ O ₃	17.71	16.21	17.99	16.86	17.98	15.09	18.02	17.51	16.92	15.11	18.1	18.12	17.19	18.12	15.83	15.72	15.19
Fe ₂ O ₃ *	12	11.02	12.06	10.7	11.9	12.65	11.88	10.73	11.12	11.1	10.42	10.25	11.03	10.49	12.37	12.4	10.84
MnO	0.208	0.183	0.21	0.18	0.198	0.189	0.199	0.192	0.191	0.183	0.176	0.173	0.186	0.175	0.186	0.189	0.18
MgO	6.23	6.96	6.15	8.44	6.31	10.75	6.37	4.95	8.32	10.14	6.57	6.22	6.19	6.46	9.47	9.18	9.6
CaO	12.36	12.06	12.32	12.56	12.01	10.63	12	9.85	12.5	14.71	12.52	12.12	11.67	12.06	11.41	10.8	14.9
Na ₂ O	1.91	2.05	1.94	1.72	2	2.05	1.96	2.77	2.4	1.54	2.17	2.15	2.25	2.2	2.12	2.37	1.54
K ₂ O	0.4	0.44	0.38	0.46	0.26	0.15	0.33	0.77	0.49	0.25	0.52	0.52	0.51	0.46	0.19	0.21	0.21
TiO ₂	0.715	1.036	0.726	0.655	0.771	1.077	0.765	0.786	0.838	0.654	0.845	0.846	0.849	0.869	1.104	1.153	0.657
P ₂ O ₅	0.11	0.16	0.1	0.13	0.1	0.09	0.1	0.15	0.15	0.11	0.13	0.13	0.14	0.14	0.1	0.12	0.1
LOI	-0.58	0.02	-0.33	-0.45	-0.14	0.17	0.04	-0.25	-0.59	-0.51	-0.05	0.41	-0.21	-0.07	-0.32	-0.51	-0.55
Total	98.51	99.75	99.41	99.37	98.53	98.84	98.48	100.5	101	99.78	100.7	99.75	99.01	99.56	98.92	99.51	98.78
Elementos traza																	
(ppm)																	
Be	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	2	< 1	< 1	< 1	< 1	2	< 1	< 1	2	< 1	< 1
S	0.003	0.009	0.001	0.002	0.009	0.007	0.014	0.001	0.002	0.011	0.003	0.002	0.008	0.009	0.016	0.006	0.01
Sc	24.9	36.2	41.6	45.4	38.4	31.8	37.4	29.2	36.9	49.8	36.6	37.2	37	35.2	33.6	34.1	51.8
V	343	290	346	302	371	223	363	295	303	303	281	282	318	280	294	282	307
Cr	374	168	26.9	302	21.3	378	13.6	16.9	163	234	37.8	35.3	45.7	36.6	290	272	203
Co	38.4	41.4	46.1	45.1	46.6	57.2	46.4	29.6	39.9	56.2	40.7	41.6	44.8	40.3	51.7	55	55.3

Ni	117	60	12	62	23	183	22	18	82	83	28	31	27	34	141	130	67
Cu	137	128	57	106	211	117	140	119	129	94	163	110	124	102	142	109	108
Zn	97	73	72	75	72	77	71	67	55	54	71	68	71	64	74	77	52
Ga	-	-	-	-	-	-	-	18	17	-	-	-	-	-	-	-	-
Ge	-	-	-	-	-	-	-	1.7	1.6	-	-	-	-	-	-	-	-
As	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Se	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Br	1.3	1.3	< 0.5	2.1	1.4	< 0.5	1	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1.5	0.9	0.6	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Rb	10	10	10	20	10	10	10	12	8	10	20	10	20	10	10	10	10
Sr	404	412	416	382	408	265	408	409	359	383	403	411	422	410	277	289	386
Y	14	17	14	12	14	19	13	17	15	12	14	13	16	15	18	19	14
Zr	30	59	33	34	29	43	29	59	55	29	52	58	50	50	47	52	27
Nb	-	-	-	-	-	-	-	2.4	3.6	-	-	-	-	-	-	-	-
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Cd	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.7	0.6	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In	-	-	-	-	-	-	-	0.1	0.1	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-
Sb	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Cs	0.2	0.2	0.2	0.5	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.8	0.7	0.2	0.7	0.6	0.4
Ba	379	249	389	283	340	88	320	595	347	187	322	330	364	346	98	152	193
La	5.51	5.06	4.53	5.16	3.39	2.74	3.3	4.89	6.6	3.97	5.38	5.61	5.62	5.3	2.7	3.39	4.11
Ce	15	12	10	11	8	9	7	11.2	14.5	9	12	12	13	13	9	9	9
Pr	-	-	-	-	-	-	-	1.71	2	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	14	10	6	8	5	7	5	8	9.15	6	8	9	8	8	7	7	6
Sm	4.34	2.88	2.14	2.23	1.66	2.3	1.61	2.17	2.35	1.71	2.25	2.31	2.22	2.28	2.36	2.34	1.75
Eu	1.69	1.04	0.89	0.84	0.73	0.92	0.68	0.75	0.801	0.66	0.93	0.91	0.86	0.88	0.94	0.94	0.69
Gd	-	-	-	-	-	-	-	2.5	2.55	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	0.6	0.6	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.45	0.46	0.4	0.3	0.4	0.5	0.4	0.5	0.6	0.3
Dy	-	-	-	-	-	-	-	2.8	2.64	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-	0.59	0.58	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-	1.73	1.7	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	-	-	-	-	-	-	0.264	0.256	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	1.95	1.58	1.57	1.31	1.27	1.68	1.4	1.76	1.61	1.13	1.42	1.47	1.39	1.36	1.68	1.73	1.24
Lu	0.3	0.24	0.27	0.22	0.19	0.26	0.21	0.295	0.241	0.17	0.24	0.25	0.21	0.21	0.26	0.25	0.19
Hf	3.2	1.6	1	1.1	0.9	1.1	0.9	1.5	1.4	0.8	1.6	1.6	1.5	1.4	1.3	1.6	0.9

Ta	0.6	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.12	0.23	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ir	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Au	<1	8	<1	<1	6	5	<1	<1	<1	4	5	12	<1	<1	<1	<1	<1
Hg	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Tl	-	-	-	-	-	-	-	0.05	0.05	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Bi	2	2	2	2	2	2	2	<0.1	<0.1	2	2	2	2	2	2	2	2
Th	0.6	0.3	0.7	0.6	0.4	0.1	0.4	0.89	0.93	0.3	0.6	0.6	0.6	0.4	0.3	0.1	0.3
U	0.4	0.1	0.1	0.6	0.3	0.1	0.3	0.69	0.58	0.1	0.1	0.1	0.8	0.1	0.1	0.3	0.4

6.1.2. Elementos traza

Al graficar los datos de elementos traza en el diagrama multi-elementos tipo “araña” normalizado a los valores de manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) (Fig. 15), se observan patrones semejantes a los de las rocas relacionadas con un ambiente de margen continental activo. Este se define porque los elementos más incompatibles (a la izquierda del diagrama), tienen más alta concentración que los menos incompatibles (a la derecha). Pese a la similitud en el comportamiento composicional de los diagramas de araña en la figura 15, existen cambios muy significativos en concentración y valores anómalos en algunos elementos traza de la roca total. Todas las rocas que corresponden al CVN, se encuentran empobrecidas en la mayoría de los elementos incompatibles, comparados con las muestras félsicas en las que se incluye a la pómez y lavas de Apoyeque. El análisis independiente de las muestras del CVN, indica un enriquecimiento relativo en los elementos más incompatibles tales como Cs, Rb, Ba, K, Pb y Sr (denominados elementos de radio iónico grande), en comparación con los de alto potencial iónico, como Th, Nb, Ce, Zr y Ti, que incluyen una tendencia suave de los elementos menos incompatibles. Como excepción, existen los valores anómalos con picos positivos de U y negativos de La y Pr. Por otra parte, las lavas Apoyeque y muestras de pómez, son muy similares, ya que están mucho más enriquecidas en Cs, Ba, U, K y Pb con picos positivos, Rb, Th, La y Ce con picos negativos y relativamente empobrecidas en Nb, P y Ti con picos negativos. Sin embargo, la pómez *TAqS* refleja más empobrecimiento en los elementos menos incompatibles que las lavas de Apoyeque (Fig. 15).

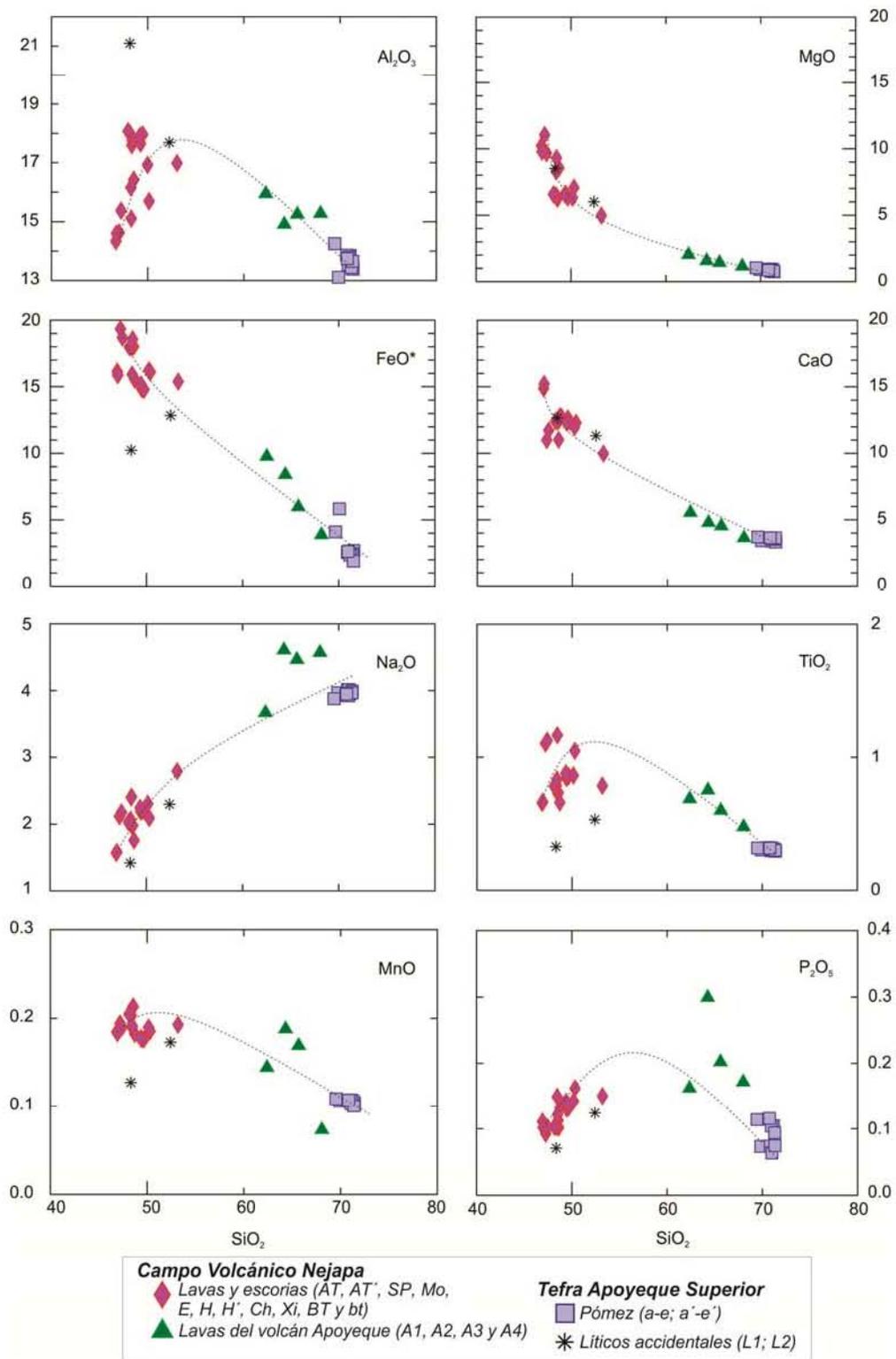


Fig. 14. Diagrama de variación Harker (Sílice vs. elementos mayores).

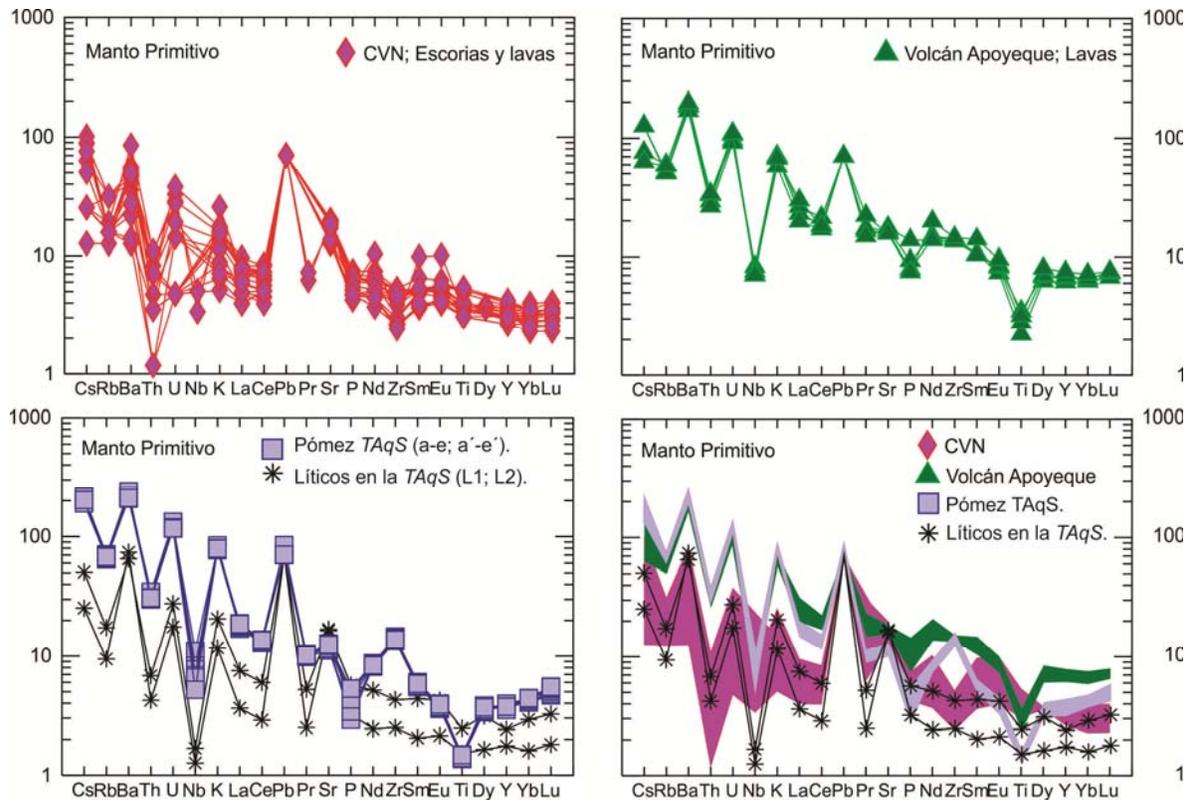


Fig. 15. Diagrama de abundancia de elementos traza, normalizados con los valores del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) en ppm de las rocas analizadas provenientes del Campo Volcánico Nejapa y la TAqS.

La composición de las Tierras Raras (*REE, Rare Earth Elements*) en las muestras basálticas del CVN, andesítica-dacítica del volcán Apoyeque y rio-dacítica de las pómez, se graficaron en el diagrama multi-elementos tipo “araña” y se normalizaron a los valores condriticos de Sun y McDonough (1989) (Fig. 16). En general, se puede observar que las Tierras Raras ligeras (*LREE, Light Rare Earth Elements*), están enriquecidas con respecto a las Tierras Raras pesadas (*HREE, Heavy Rare Earth Elements*), característica típica de magmas de zonas de subducción (Fig. 16). Todas las muestras, exhiben tendencias negativas suaves, sin anomalías significativas. Sin embargo, al comparar independientemente cada una de estas tendencias en la figura 16, es de notar que las lavas de Apoyeque están más enriquecidas en *REE*, seguidas por la pómez riodacítica de TAqS y las rocas máficas del CVN. Las muestras menos evolucionadas, presentan un patrón casi horizontal, con un mayor rango de dispersión de todas las *REE* con la ausencia de la anomalía de Eu. Por otro lado, los datos de Apoyeque y la pómez riodacítica son muy

similares, con un ligero comportamiento decreciente de las *LRRE* y una pequeña anomalía negativa de Eu, para luego presentar una tendencia casi horizontal en las *HREE*.

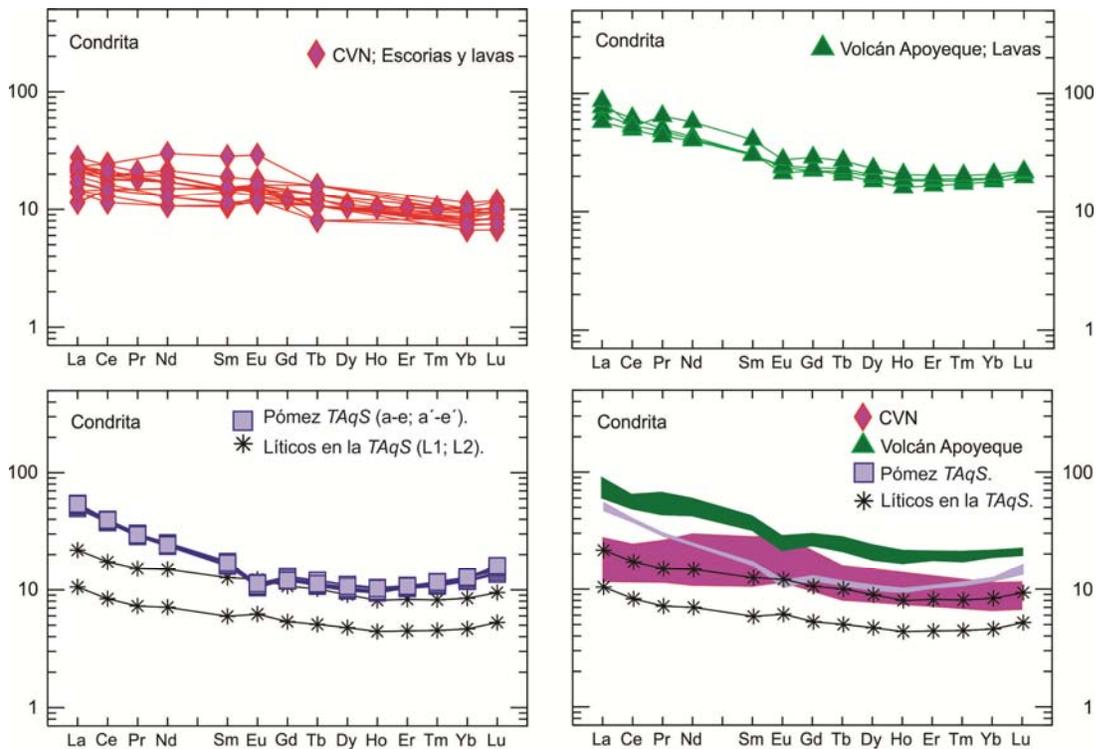


Fig. 16. Diagramas multi-elementos que muestran la composición de las *REE* normalizadas contra los valores de condritas en ppm (Sun y McDonough, 1989), de las rocas analizadas provenientes del Campo Volcánico Nejapa y la *TAqS*.

Por otra parte, al relacionar los elementos trazas contra el contenido de sílice, se pueden observar diferentes patrones en todas las muestras del CVN y pómez (Fig. 17). El Ba muestra una fuerte correlación lineal positiva con el incremento del contenido en sílice. Además, se aprecian bajas concentraciones de Ba en las muestras de los conos de escoria y lavas (88-595 ppm) y relativamente alta en las lavas Apoyeque (1185-1377 ppm) y pómez (1451-1680 ppm). El Zr muestra un patrón similar al del Ba, exceptuando a las lavas de Apoyeque que despliegan una tendencia casi horizontal con las de pómez, debido a que son homogéneas en el contenido de Zr (150-164 ppm). Considerando el caso del Cr, las muestras no presentan un cambio sistemático, debido a su bajo contenido (0.5-10 ppm) en las rocas más félsicas, que corresponden a las pómez y lavas Apoyeque, excluyendo las muestras de pómez *c* (114 ppm) y *e* (662 ppm), que salen de este patrón. Sin embargo, las

muestras máficas de conos de escoria y lavas, reflejan una tendencia casi vertical del contenido de Cr (13.6-378 ppm), por la poca variación en sílice. El Ni revela un patrón muy similar al del Cr, con una inclinación casi vertical de su contenido (12-183 ppm) para las rocas menos evolucionadas (sílice $\leq 63\%$ en peso). Además, revela una tendencia casi horizontal, para las rocas félsicas (Ni, 2-27 ppm), a excepción del valor anómalo de la muestra de lava A3 con Ni = 222 ppm. Por su parte, el Rb despliega una correlación lineal positiva y una ligera dispersión en las muestras de escoria y lavas máficas, con el aumento de sílice. El Sr no muestra un cambio sistemático, conforme aumenta el sílice. Por otra parte Sc, V y Co, exhiben una fuerte correlación negativa, con el incremento de sílice (Fig. 18). El Co destaca con un patrón bastante lineal, seguido por el Sc y V, reflejando una ligera dispersión de los datos, de las muestras menos evolucionadas (sílice $\leq 63\%$ en peso). El caso del Y y Ce, sugiere una inflexión lineal cuando se eleva el sílice, teniendo el mayor contenido de estos dos elementos (sílice en el rango de 61.52-67.37% en peso) en las rocas que conforman el edificio del volcán Apoyeque. La tendencia lineal negativa para el Y y dispersión en el Ce presenta un agrupamiento, tanto para las rocas que pertenecen a los conos y lavas máficas, como para las pómez (Fig. 18). Por otra parte, el Ta revela una inclinación casi horizontal, con una dispersión de las muestras menos evolucionadas.

6.2. Composición isotópica del Sr, Nd y Pb

Las relaciones isotópicas Sr-Nd-Pb fueron determinadas para las muestras del CVN (por ejemplo: Mo, Motastepe; Xi, Xiloá y Chi, Chiltepe) y para la pómez de la *TAqS* (Tabla 9). Las muestras basálticas del CVN reflejan un variado rango de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.703651-0.704112) y ϵNd (7.29-9.48). Por otra parte, las muestras de pómez y líticos accidentales de la *TAqS*, indican una marcada homogeneidad isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.704011-0.704055) y ϵNd (8.99-9.69) (Fig. 19A-B).

La relación isotópica de Pb es composicionalmente uniforme y presenta una variación menor al error analítico ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 18.5633 ± 0.036 ; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 15.5268 ± 0.041) (Tabla 9), a excepción de la muestra Mo que corresponde al cono de escoria Motastepe. Esta muestra tiene una relación isotópica de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.4834$ (Fig. 19C-D). Todas las rocas analizadas tienen una alta relación relativa de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ con respecto a

la Línea de Referencia del Hemisferio Norte (LRHN) (Fig. 19C), y se encuentran con una distribución lineal por encima de las rocas del manto empobrecido y el MORB.

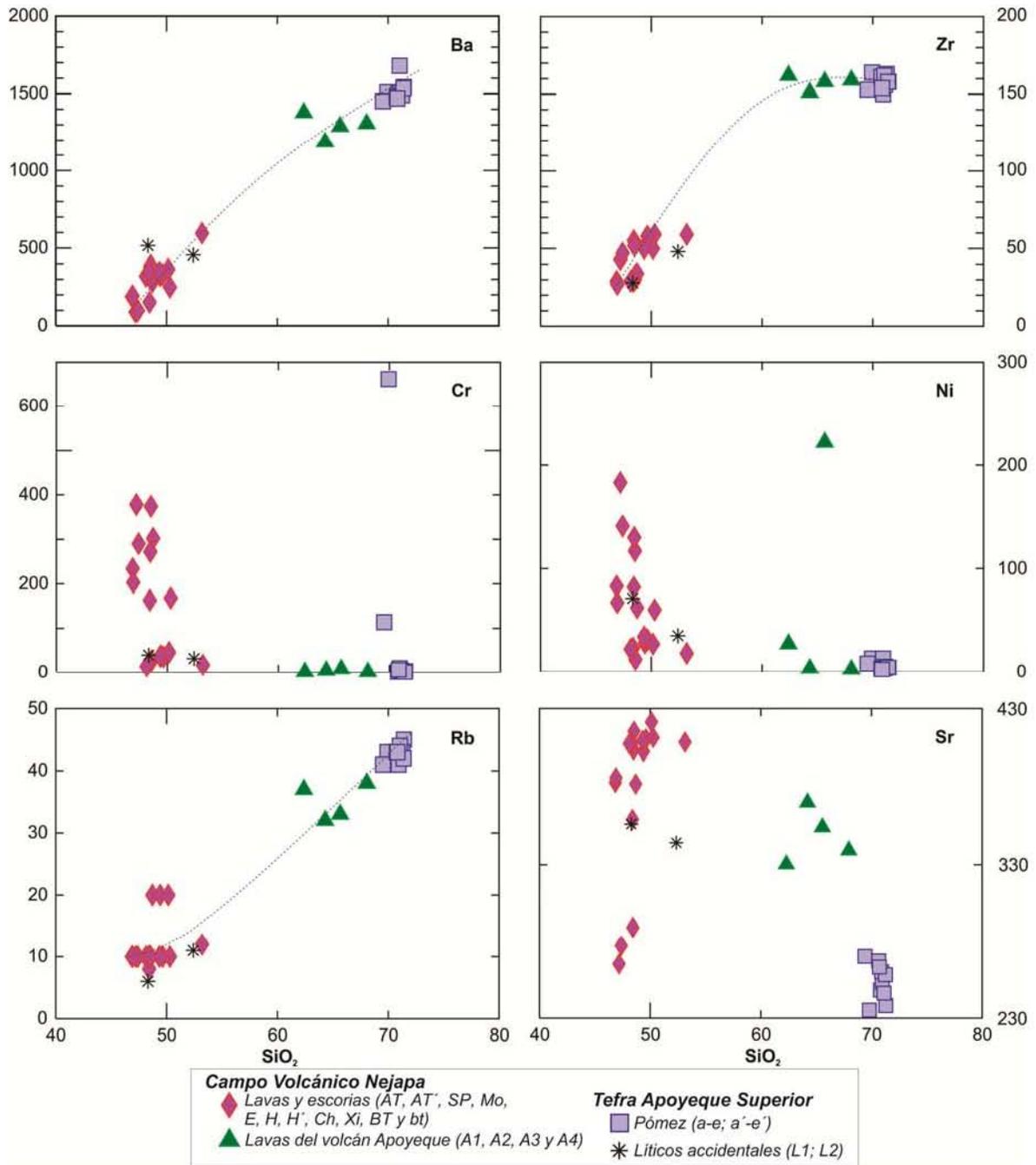


Fig. 17. Diagramas binarios sílice vs. elementos traza (Ba, Zr, Cr, Ni, Rb y Sr) de rocas pertenecientes al Campo Volcánico Nejapa y a la TAQS.

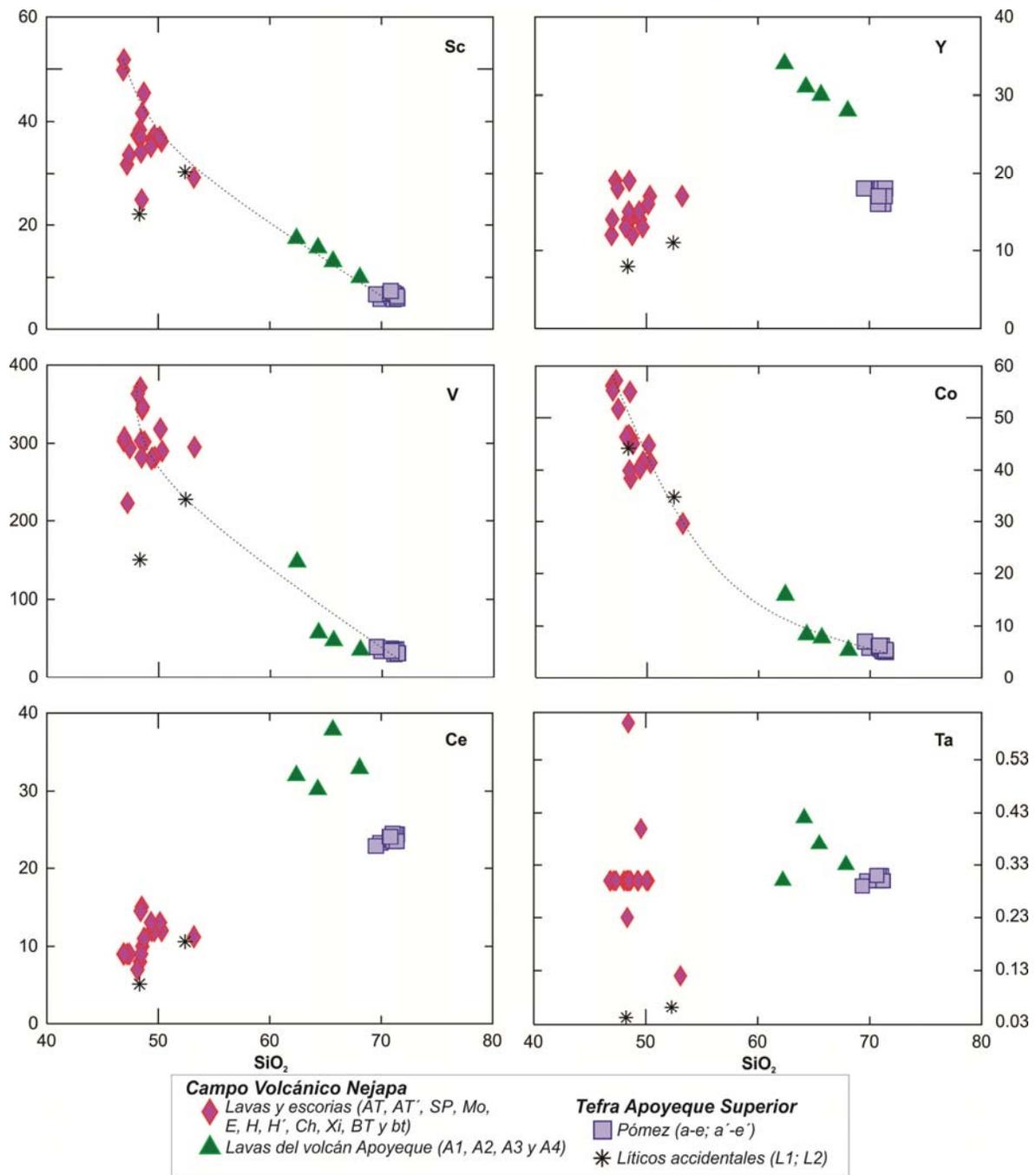


Fig. 18. Diagramas binarios sílice vs. elementos traza (Sc, Y, V, Co, Ce y Ta) de rocas pertenecientes al Campo Volcánico Nejapa y a la TAqS.

Tabla 9. Composición isotópica de Sr-Nd-Pb de los conos de escorias del Campo Volcánico Nejapa y la TAQS. Los valores ($1sd = \pm 1\sigma_{abs}$) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. $2SE(M) = 2\sigma_{abs} / \text{raiz } n$. Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710241 \pm 28 (\pm 1\sigma_{abs}, n = 428)$; para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511896 \pm 25 (\pm 1\sigma_{abs}, n = 16)$. El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de Pb se corrigió con la comparación al valor promedio del laboratorio para el estándar NBS 981 (Pb): $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.90 \pm 0.04\%$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.46 \pm 0.06\%$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.54 \pm 0.07\% (\pm 1\sigma_{rel}, n = 9)$.

Muestra	SP	Mo	H	E	Xi	Chi	L1	L2	e	d	c	b	a
Sección	P1	Mo1	A4	A6	96	99	9	9	9	9	9	9	9
Depósito	CE	CE	CE	CE	CE	CE	CP	CP	CP	CP	CP	CP	CP
Tipo de roca	lava	pómez	pómez	pómez	pómez	pómez							
Composición	basáltica	basáltica	basáltica	basáltica	basáltica	and.-bas.	basáltica	and.-bas.	dacítica	riolítica	dacítica	riolítica	riolítica
Lat. N	1339594	1341072	1341621	1341585	1349220	1352563	1345191	1345191	1345191	1345191	1345191	1345191	1345191
Long. W	574964	573009	573630	575318	573516	576409	575061	575061	575061	575061	575061	575061	575061
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704093	0.704084	0.703651	0.704112	0.703927	0.703987	0.704011	0.704031	0.704029	0.704021	0.704020	0.704029	0.704021
1 sd*	34	34	33	31	38	36	36	32	32	40	35	37	32
2 SE(M)	9	9	9	8	10	10	10	8	9	11	9	10	9
n	57	55	51	57	57	55	56	56	56	58	60	54	55
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.513100	0.513124	0.513012	0.513066	0.513095	0.513124	0.513130	0.513121	0.513104	0.513135	0.513099	0.513118	0.513110
1 sd*	18	20	16	13	18	21	27	20	18	16	23	18	18
2 SE(M)	5	5	2	2	5	6	7	5	5	4	6	5	5
n	53	55	66	28	56	54	60	56	55	57	59	57	55
ϵNd	9.01	9.48	7.29	8.35	8.91	9.48	9.60	9.42	9.09	9.69	8.99	9.36	9.21
1σ	0.35	0.39	0.31	0.25	0.35	0.41	0.53	0.39	0.35	0.31	0.45	0.35	0.35
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.5735	18.4834	18.5785	18.5884	18.5673	18.5595	18.5619	18.5600	18.5628	18.5573	18.5537	18.5496	18.5625
1 sd%	0.047	0.029	0.048	0.034	0.038	0.035	0.059	0.038	0.044	0.029	0.032	0.025	0.045
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.5308	15.5182	15.5511	15.5520	15.5320	15.5145	15.5159	15.5187	15.5289	15.5230	15.5192	15.5153	15.5300
1 sd%	0.047	0.032	0.056	0.047	0.044	0.036	0.065	0.047	0.049	0.030	0.033	0.029	0.053
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.2409	38.1264	38.2940	38.3066	38.2325	38.1876	38.1845	38.1947	38.2151	38.2016	38.1894	38.1746	38.2223
1 sd%	0.059	0.033	0.070	0.065	0.052	0.035	0.074	0.055	0.055	0.030	0.037	0.029	0.065
n	90	97	85	53	100	100	85	99	100	98	100	97	90

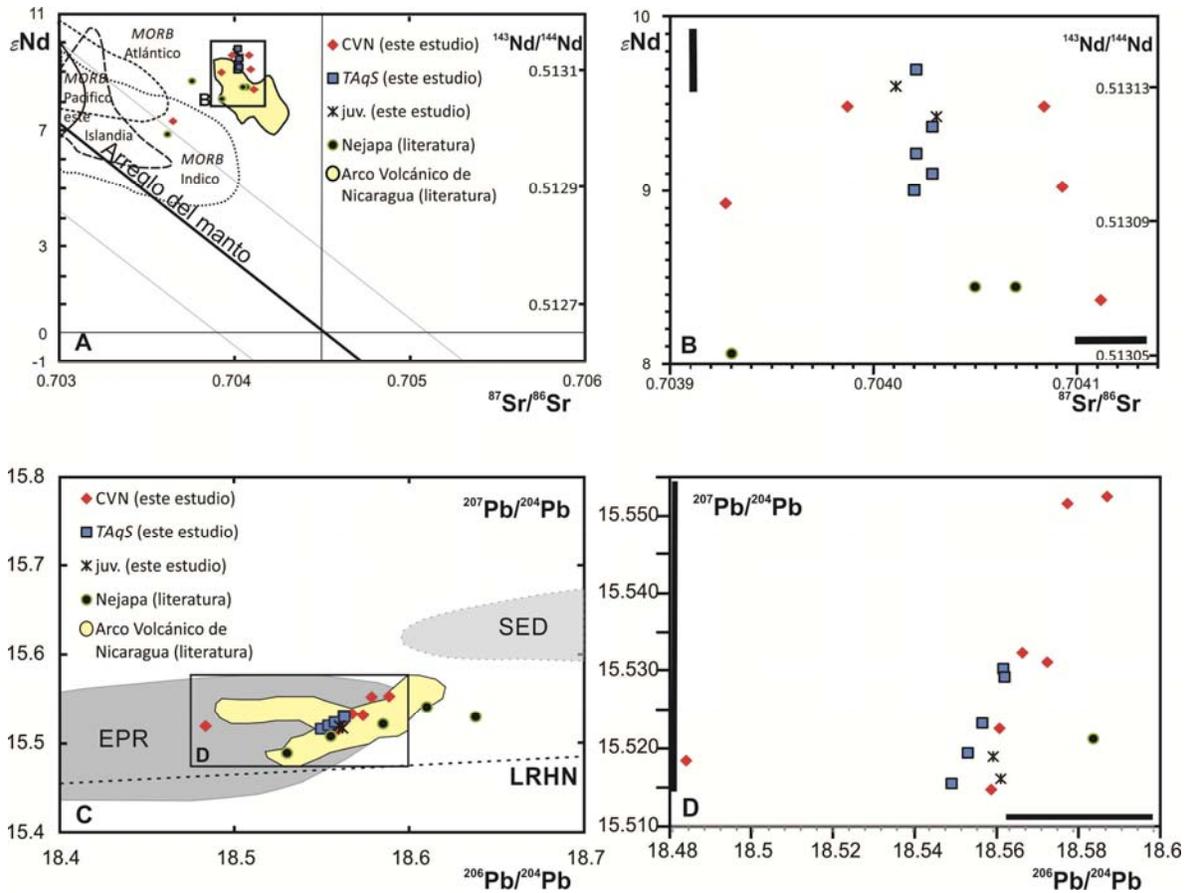


Fig. 19. A, Diagrama $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. ϵNd . Los datos del MORB del Pacífico del este y Atlántico, e Islandia fueron redibujados de Best (2003) y el MORB Indico desde Choi et al. (2013). B, Detalle del recuadro en A que incluye la incertidumbre en las muestras, marcado por las barras en negrita (horizontal para la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ y vertical para el ϵNd). C, Diagrama $^{206}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{207}Pb/^{204}Pb$. Los campos del EPR (Dorsal Pacífico del Este, por sus siglas en inglés) y SED (sedimentos marinos desde la placa Cocos) fueron redibujados de Schaaf et al. (2005). D, Detalle del recuadro en C que incluye la incertidumbre en las muestras, marcado por las barras en negrita (horizontal para la relación $^{206}Pb/^{204}Pb$ y vertical para $^{207}Pb/^{204}Pb$). Los datos que corresponden al Arco Volcánico de Nicaragua fue tomado de Feigenson et al. (2004).

7. Parámetros físicos de la erupción

7.1. Distribución

Para determinar la distribución del depósito, se describieron 44 secciones estratigráficas en la región en donde se determinó el espesor, dimensiones de los componentes y sus características (Fig. 20). Como se puede apreciar en esta figura, el depósito cubre una gran parte de la ciudad de Managua, Ciudad Sandino y el escarpe Mateare. Basado en las nuevas secciones estratigráficas, el mayor espesor encontrado de la *TAqS* es de 4.6 m y fue encontrado en la sección 9, en el lugar Acahualinca (Figs. 6 y 20). Aquí, la *TAqS* está representada por una capa masiva, clasto-soportada con gradación inversa, rica en pómez de tamaño lapilli en la base, y en bloques en la parte alta. El menor espesor de la *TAqS* es de 0.52 m y fue observado en la sección 6, en la zona de Las Colinas (Fig. 4 y 20). En la porción sur del escarpe Mateare la *TAqS* tiene espesores mínimos de 1.5 m (sección 41).

Para poder construir las isopacas del depósito se utilizaron las 44 secciones estratigráficas identificadas en este trabajo, así como las 35 secciones reportadas en centro de Managua por Bice (1985), es decir un total de 79 puntos de control. Debido a que no existen secciones estratigráficas alrededor del poblado de Mateare, donde la *TAqS* está erosionada, extrapolamos los espesores del depósito considerando los valores obtenidos en campo, a lo largo del Campo Volcánico Nejapa y el escarpe Mateare (Fig. 20). Basado en estos nuevos datos, la *TAqS* tiene una dispersión hacia el sur y cubre un área mínima de 877 km² dentro de la isopaca de 50 cm. Las secciones estratigráficas con estos espesores de la *TAqS* se ubican hasta una distancia de 22 km desde el cráter del volcán Apoyeque, en el sitio El Crucero (Fig. 20).

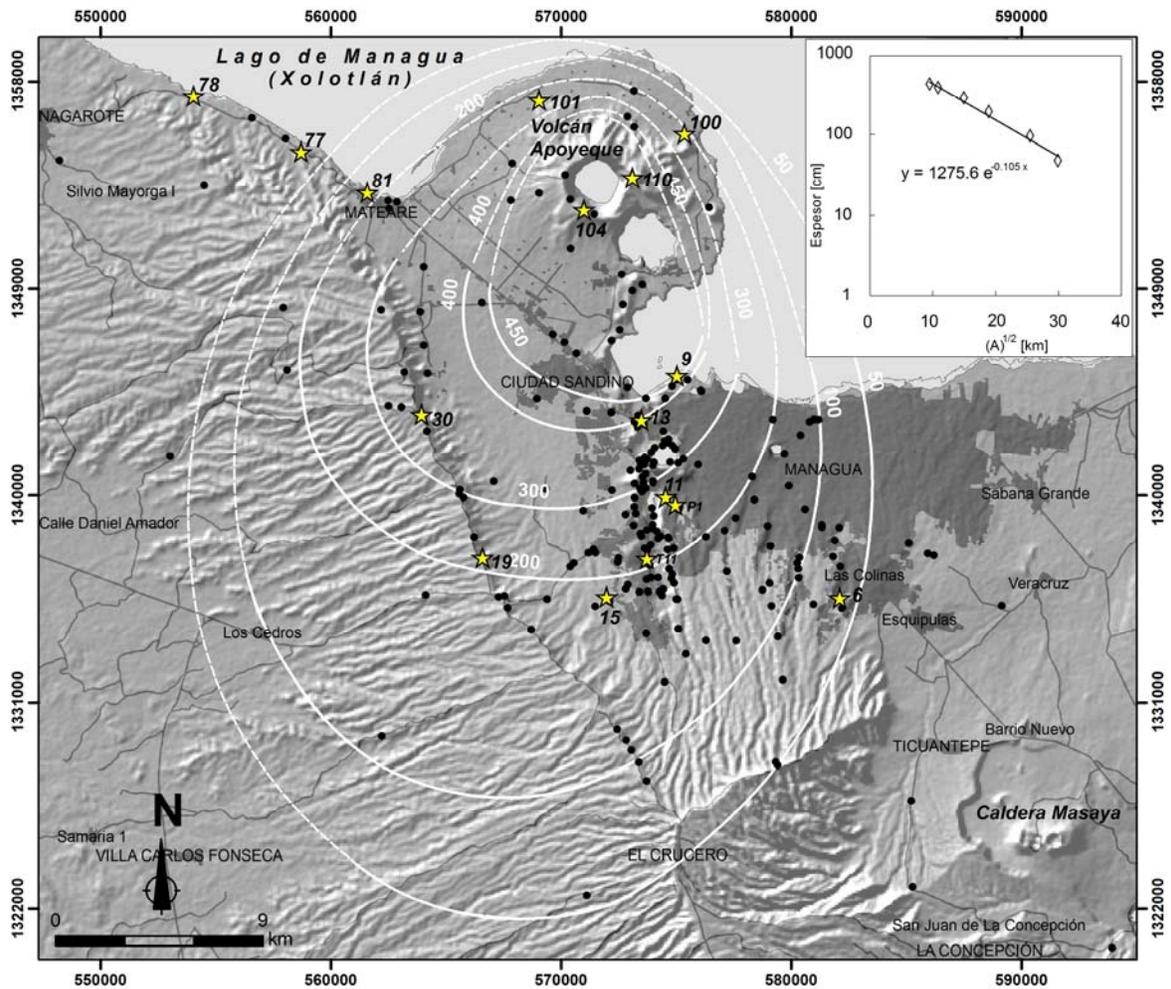


Fig. 20. Mapa de isopacas de la *TAqS* (líneas contornos están en cm) con la localización de los perfiles estratigráficos. Las estrellas con números indican los sitios mencionados en el texto. Diagrama de la raíz cuadrada del área de la isopaca (\sqrt{A}) versus el espesor del depósito *TAqS* (Pyle, 1989; 1995).

7.2. Volumen

Se calculó el volumen proximal de la *TAqS*, utilizando el método empírico de Pyle (1989; 1995) y Fierstein y Nathenson (1992), graficando el logaritmo natural de los espesores versus la raíz cuadrada del área encerrada por cada isopaca y se obtuvo la pendiente proximal de la *TAqS* (Fig. 20). Basado en esta relación se obtuvo un volumen proximal de 2.3 km^3 . Para el cálculo del volumen distal se usó la ecuación 18 ($V = 2 T_o / k^2 + 2 T_o [(k_1 \sqrt{A_{ip}} + 1) / k_1^2 - (k \sqrt{A_{ip}} + 1) / k^2] \exp(-k \sqrt{A_{ip}})$, donde: T_o , es el espesor máximo extrapolado; k , es la pendiente del segmento de la línea proximal; k_1 , es la pendiente del segmento de línea en la porción distal; y $\sqrt{A_{ip}}$, quiebre entre la pendiente proximal y distal)

de Fierstein y Nathenson (1992), combinada con el método de Sulpizio (2005) de la relación pendiente distal (k_1) versus el quiebre de la pendiente ($\sqrt{A_{ip}}$), debido a la ausencia de datos distales por erosión del depósito *TAqS*. Donde el parámetro $\sqrt{A_{ip}}$ es equivalente a 29.07 km, obtenido de la correlación empírica 1 ($\sqrt{A_{ip}} = 3.34 k^{-0.96}$) en Sulpizio (2005) y k_1 es 0.052 calculado con la correlación empírica 5 ($k_1 = 1.61 \sqrt{A_{ip}}^{-1.02}$) de Sulpizio (2005). Dichos parámetros fueron sustituidos en la fórmula de Fierstein y Nathenson (1992), además del espesor máximo extrapolado (T_o) y pendiente distal (k), mostrados en la figura 20, para alcanzar un volumen distal de 0.7 km^3 y un volumen total del depósito de 3 km^3 . Considerando una densidad promedio del depósito piroclástico de 1000 kg/m^3 y una densidad de magma dacítico de 2600 kg/m^3 , se llegó a un valor de volumen en roca densa equivalente de 1.15 km^3 .

7.3. *Altura de la columna y estilo eruptivo*

En este trabajo se calculó la altura de la columna eruptiva aplicando el método propuesto por Carey y Sparks (1986), a partir de los mapas de isopleas del depósito *TAqS*, en tres partes distintas del depósito (niveles *a*, *c* y *e*) (Fig. 21). Para el nivel *a*, se emplearon las gráficas de isopleas para fragmentos con diámetros de 1.6 y 0.8 cm, con alturas de columnas de ~20 y 23 km respectivamente y velocidades de vientos de ~21 y 12 m/s (Figs. 21 y 22). En el nivel *c*, se utilizaron las gráficas de isopleas para fragmentos con diámetros de 3.2 (~24 km altura de columna), mientras que para los fragmentos con diámetros menores de 1.6, el cálculo arrojó una altura de columna de ~28.3 km (Figs. 21 y 22). Para el nivel *e* del depósito fueron usadas las gráficas de isopleas en fragmentos con diámetros de 3.2 y 6.4 cm, que indican alturas de columna de 28 a 28.3 km, respectivamente, con velocidad de vientos que oscilaban entre 18 y 25 m/s (Figs. 21 y 22). Para comprobar este resultado, también se calculó la altura de columna usando el método de Pyle (1989), a partir de la extrapolación, representada por el logaritmo del tamaño máximo de fragmentos líticos, contra la raíz cuadrada del área que encierran las isopleas (Fig. 23A). Se obtuvo un valor de la pendiente k igual a 0.126 y el parámetro de la mitad de la distancia del máximo clasto extrapolado (bc) de 3.1 km, por lo que la columna alcanzó una altura de flotabilidad neutral de 20 km (Fig. 23B). Con este valor y el uso de la aproximación $HB/HT \sim 0.7$ (Pyle, 1989), se adquirió una altura de columna total de 28.6 km (Pyle, 1989).

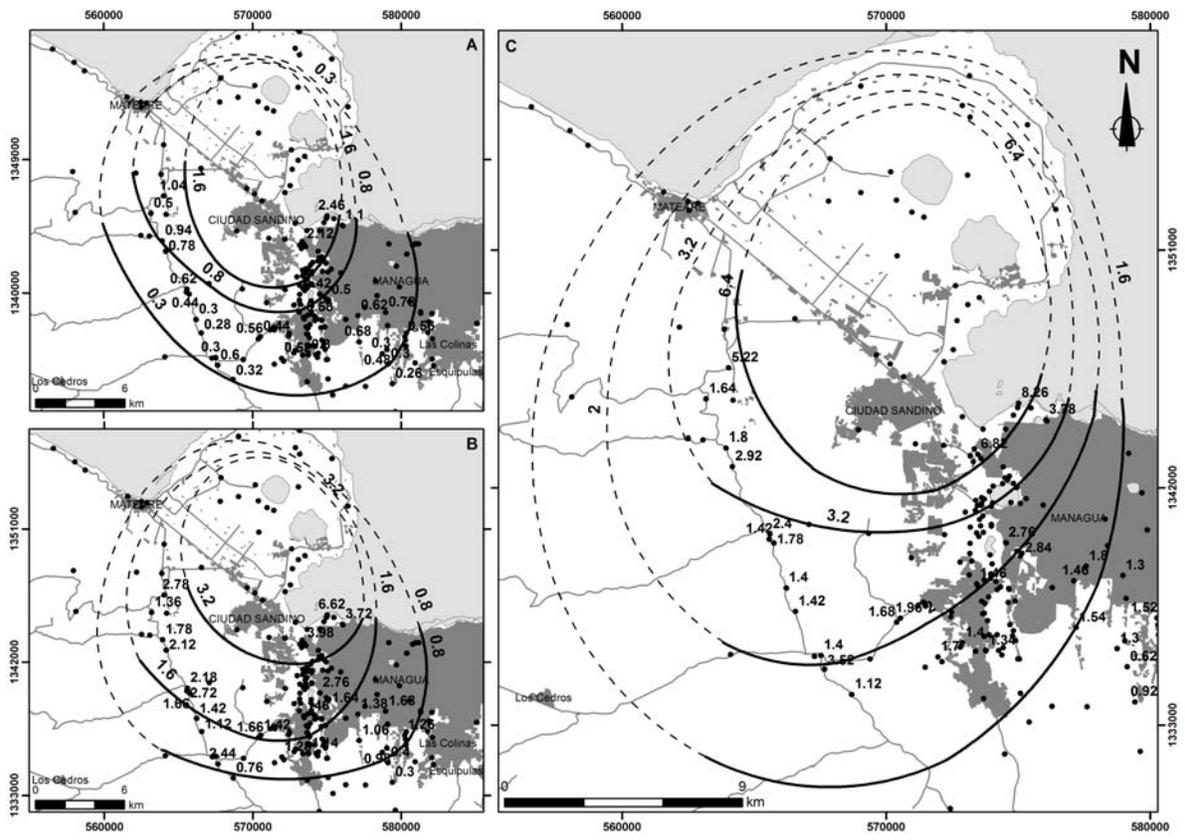


Fig. 21. Mapas de isopletas de la $TAqS$ para los niveles: Inferior (A), medio (B), y superior (C) de la columna estratigráfica. Estos mapas fueron construidos desde el promedio de cinco líticos medidos en cada sección estratigráfica. Los contornos de líneas se indican en centímetros.

Desde los mapas de isopacas e isopletas del depósito se calcularon los parámetros bt y bc de Pyle (1989) resultando valores de 3.7 y 3.1, respectivamente. Estos parámetros son consistentes con los valores esperados para erupciones plinianas (Fig. 23C).

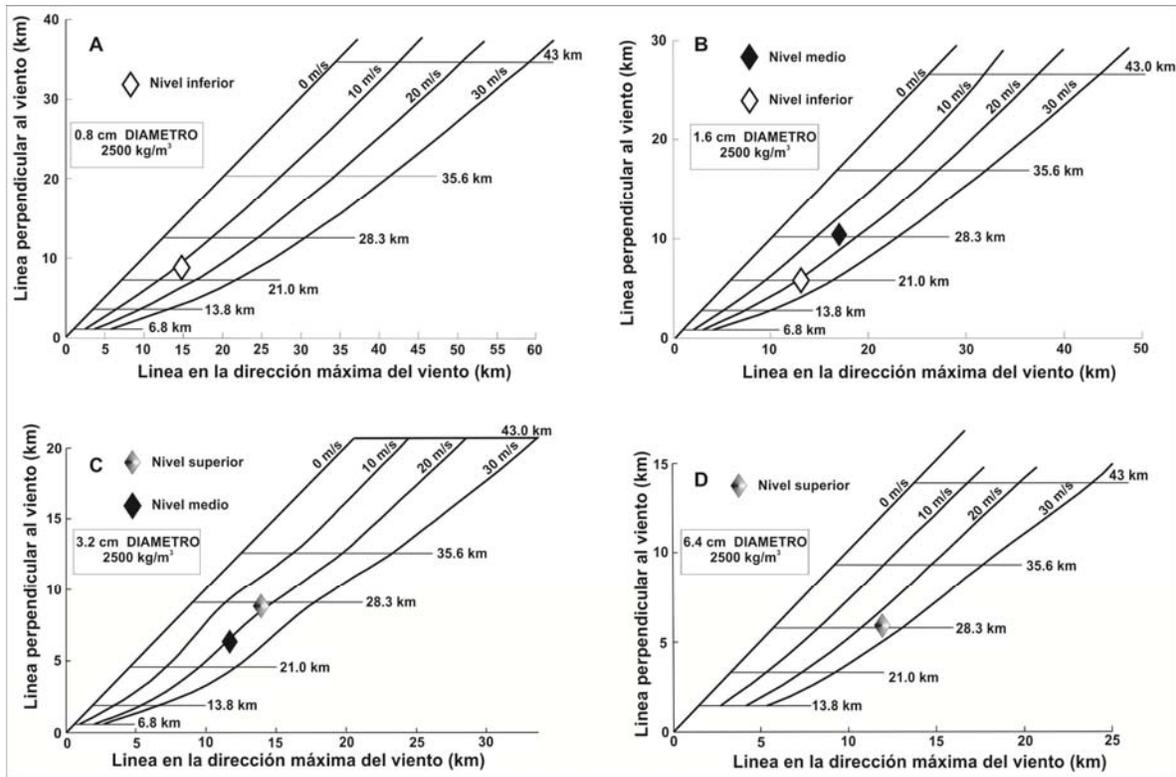


Fig. 22. Gráficos línea en la dirección máxima del viento versus línea perpendicular al viento modificado de Carey y Sparks (1986) para diferentes tamaños de clastos. A, clastos con diámetro de 0.8 cm de la parte inferior del depósito de la TAqS. B, clastos con diámetro de 1.6 cm de las partes inferior y media. C, clastos con diámetro de 3.2 cm de las partes media y superior. D, clastos con diámetro de 6.4 cm de la parte superior de la columna estratigráfica.

7.4. Tasa de emisión y duración de la erupción

La tasa de emisión se calculó con el método propuesto por Wilson y Walker (1987), empleando la fórmula, $H \text{ [km]} = 0.236 * Mo^{1/4} \text{ [kg/s]}$ en donde: H = Altura de la columna eruptiva; Mo = Tasa de emisión; 0.236, constante de proporcionalidad. Para el cálculo, se usaron los valores de la altura de columna obtenidos de las isopleas teóricas construidas y para fragmentos líticos (Carey y Sparks, 1986), en los tres diferentes niveles del depósito TAqS (base, media y superior). Para la parte baja se emplearon las alturas de columna de 20 y 23 km y se lograron tasas de emisión de $\sim 5.16 \times 10^7$ y 9.02×10^7 kg/s, respectivamente. Para la parte media fue empleada una altura de columna de 24 ($\sim 1.07 \times 10^8$ kg/s, tasa de emisión) y para la parte alta del depósito, una altura de columna de 28.3 km ($\sim 2.07 \times 10^8$ kg/s). Para verificar este resultado, también se calculó la tasa de emisión, a partir de la

relación, H_t [km] = $1.67 * Q^{0.259}$ [m³/s] de Carey y Bursik (2000) en donde: H_t = máxima altura de columna eruptiva; Q = tasa de emisión volumétrica; 1.67 = constante relacionada con la estratificación de la atmosfera. Considerando la máxima altura de columna de 28.3 km, se alcanzó una tasa de emisión volumétrica de $\sim 5.5 \times 10^4$ m³/s. Para realizar el cálculo de la tasa de emisión magmática, se hizo la interpolación de la máxima altura de columna, contra la tasa de emisión volumétrica, en el diagrama propuesto por Carey y Bursik (2000), del que se obtuvo un valor de $\sim 1 \times 10^8$ kg/s (Fig. 23D). Este valor es similar al obtenido con el método de Wilson y Walker (1987).

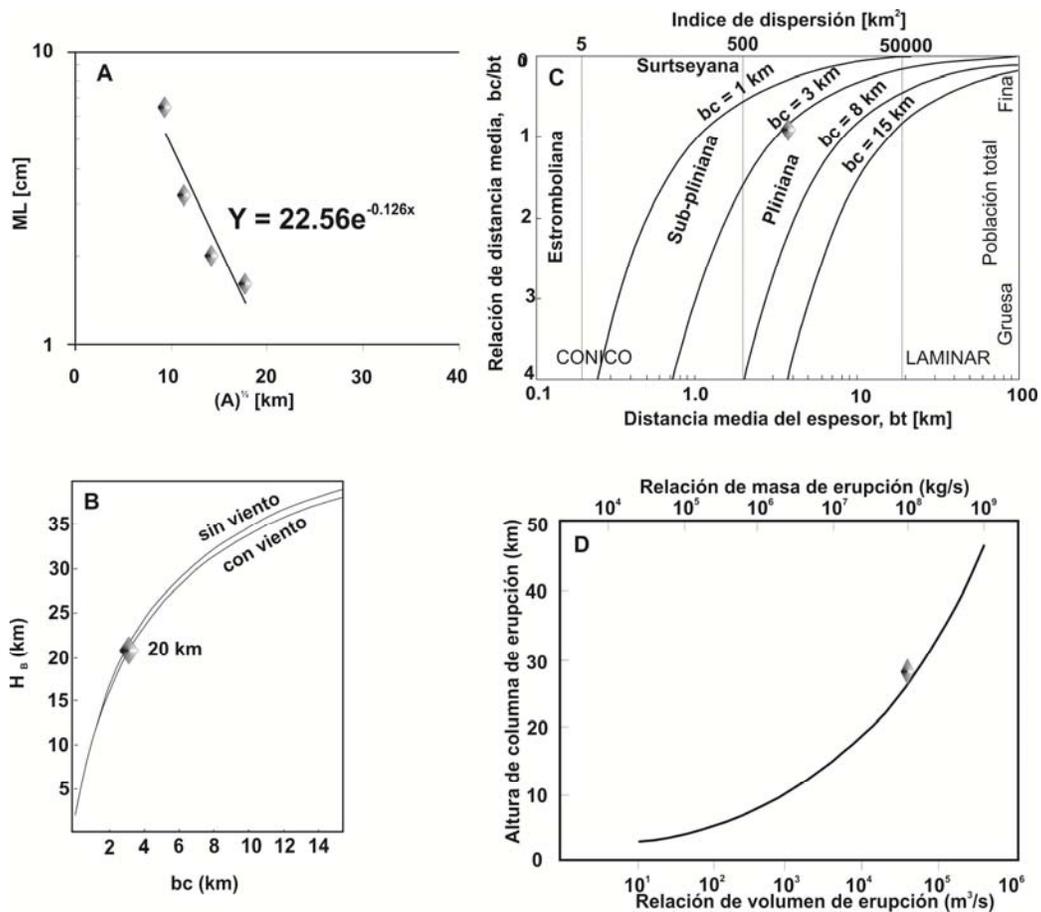


Fig. 23. A. Raíz cuadrada del área dentro de la isopleta (\sqrt{A}) versus el diámetro promedio de los fragmentos líticos (ML) de la isopleta del nivel superior del depósito de la *TAqS*. B. Gráfico de distancia media de clastos (bc) versus la altura de flotabilidad neutral (H_B) de la *TAqS* (Pyle, 1989) mostrando el inicio de la altura de flotabilidad neutral de la columna. C. Diagrama bt versus bc/bt (Pyle, 1989) usado para clasificar el estilo eruptivo de la *TAqS*. D. Altura de columna de erupción versus la tasa de descarga del magma de la *TAqS* (modificado de Carey y Bursik, 2000).

Con base en estos resultados, concluimos que la tasa de emisión total equivale a $\sim 2.07 \times 10^8$ kg/s, dado que la tasa de emisión es controlada por la altura de la columna y la dinámica eruptiva (Wilson y Walker, 1987), se considera que el valor obtenido es bastante razonable. Además, esta aproximación numérica es aplicable a erupciones provenientes de cráteres circulares, que concuerda con la morfología del cráter correspondiente al volcán Apoyeque.

El tiempo de duración de la erupción se calculó aplicando el método teórico planteado por Wilson (1976), que está expresado por la siguiente fórmula: $T_e [h] = mT [kg] / m [kg/s]$, en donde: T_e = tiempo de duración mínimo teórico; mT = masa total emitida (δ magma \times volumen RDE) (magma de composición dacítica de 2600 kg/m^3 , multiplicado por el volumen de RDE en m^3); y m = tasa de emisión. Si se tiene que la masa total emitida es de 3×10^{12} kg y una tasa de emisión de 2×10^8 kg/s, aplicando la fórmula de Wilson (1976), se obtiene una duración mínima aproximada equivalente a 4 horas.

8. *Discusión*

8.1. *Contexto tectónico y génesis del magma*

El volcán Apoyeque se localiza en el extremo norte del Campo Volcánico Nejapa (CVN), región de segmentación, intra-arco y sísmicamente activa de la Cadena Volcánica de Nicaragua. El volcán Apoyeque está localizado a una distancia de hasta ca. 172 km al noreste de la Fosa Mesoamericana, donde la placa Cocos subduce por debajo de la Caribe con una tasa diferencial de convergencia oblicua, entre 70 y 90 mm/año (DeMets, 2001) (Fig. 1A). La interacción entre las placas de Cocos y Caribe genera grandes sismos por cabalgadura. Los sismos más profundos definen una zona Wadati-Benioff que define la geometría de subducción de la placa de Cocos hasta una profundidad cercana a 200 km por debajo de Nicaragua, con una inclinación que se incrementa desde 25° en la zona sismogénica hasta 65° a partir de los 70 km de profundidad (Walther et al., 2000; Rüpke et al., 2002; Peacock et al., 2005) (Fig. 24). El espesor de la corteza continental por debajo del arco volcánico en Nicaragua es de aproximadamente 30 km, valor obtenido mediante datos de gravimetría, sismicidad y modelos termales de elemento finito (Carr, 1984; Walther et al., 2000; Peacock et al., 2005). Por su parte, el espesor de la corteza oceánica de la placa Cocos es de tan solo 5.5 km con una cobertura delgada de sedimentos pelágicos (Walther et al., 2000) (Fig. 24). Esta geometría de subducción genera que el Arco Volcánico de América Central (AVAC) corra paralelamente a la trinchera Mesoamericana, y la cinemática de esta subducción define la posición del CVN en Nicaragua, por efecto de la segmentación (Figs. 1A y 24). El CVN está compuesto por 29 volcanes monogenéticos cuyas rocas tienen una composición basáltica exceptuando el cono de escorias Chiltepe que es de composición andesita-basáltica y el estratovolcán Apoyeque conformado por rocas que varían en composición de andesitas en su base a dacitas en su porción superior y la pómez riódacítica (*TAqS*) producida durante su erupción pliniana. Debido a que las rocas que conforman los conos de escorias (SP, Ho, Em, Mo, Xi, Chi) son de composición basáltica y las más primitivas a lo largo del CVN, nos hemos centrado en éstos para encontrar información más directa sobre la naturaleza del manto subyacente al CVN.

La distribución de los *REE* en las rocas del CVN muestra un enriquecimiento muy ligero de los *LREE* con respecto a los *HREE*, lo que no es tan contundente a una característica típica de rocas tipo arco desarrollado en respuesta a la subducción de la placa Cocos por debajo de la placa Caribe (Fig. 16), como lo es el enriquecimiento de los *LREE* con respecto a los *HREE* en las lavas del volcán Apoyeque y la *TAqS*. Por otra parte, el patrón casi horizontal de los *HREE* en todas las rocas del CVN, indica una fuente libre de granate y por lo tanto una génesis de los magmas poco profunda (<100 km) a partir de la fusión parcial de un manto peridotítico variablemente empobrecido en espinela (por ejemplo: Schaaf et al., 2005; Schaaf y Carrasco-Nuñez, 2010) (Fig. 24).

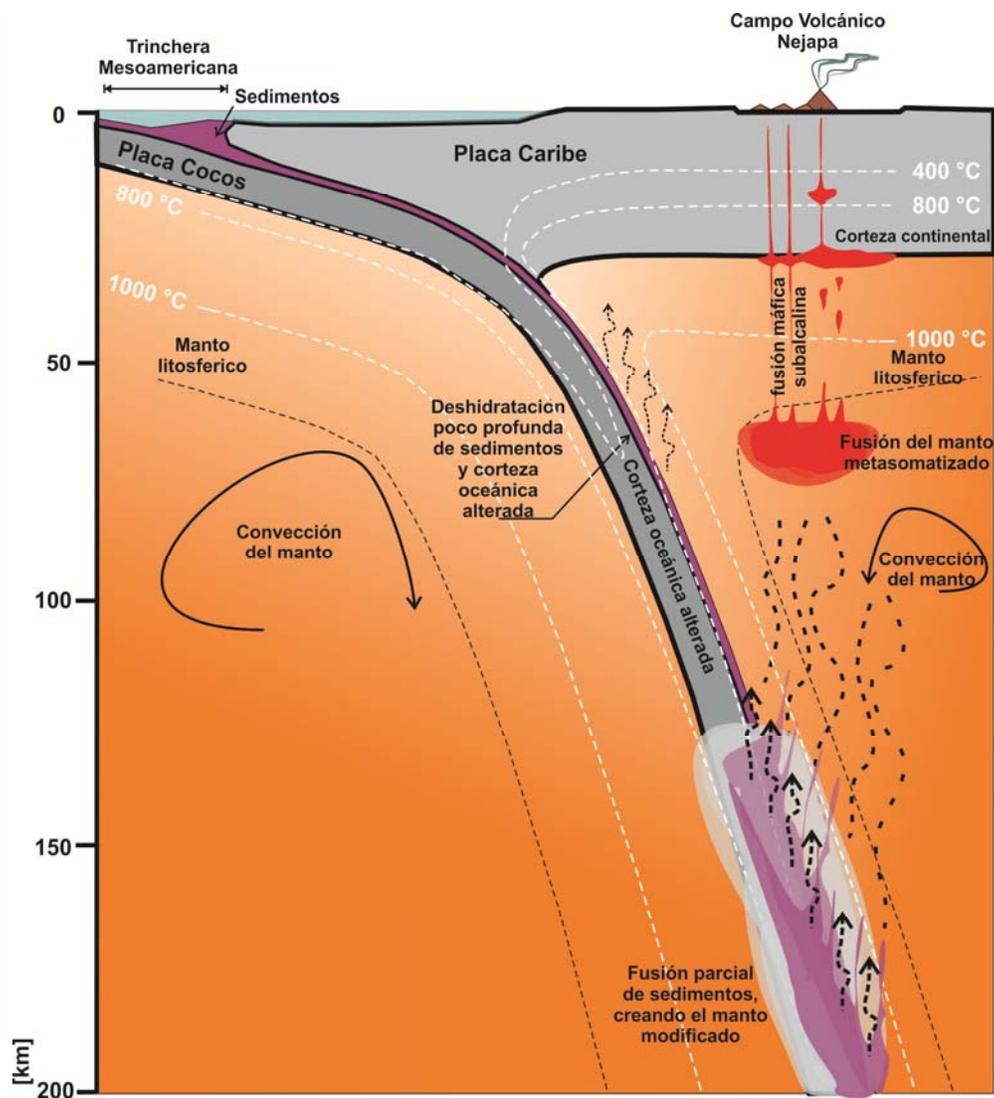


Fig. 24. Modelo sintético de la generación de basaltos bajo el Campo Volcánico Nejapa.

Carr et al. (2003) propusieron una clasificación de los productos magmáticos del frente volcánico del AVAC con base en el contenido de titanio: magmas con alto-TiO₂ (1.15-1.5 % en peso) y bajo-TiO₂ (0.7-0.9 % en peso). Siguiendo esta clasificación, los conos de escoria y lavas del CVN, caerían en el campo de los basaltos con un contenido de bajo-TiO₂, a excepción de la muestra anómala bt4 (lava) que cae en el campo de los basaltos con alto-TiO₂, y valores transicionales (muestras AT' y bt3). Dentro de esta clasificación, las rocas del volcán Apoyeque y la pómez *TAqS* tienen un contenido muy bajo de TiO₂ < 0.7 % en peso. Estos autores señalaron que estas características químicas de los magmas del AVAC, estaban relacionadas a procesos de fusión parcial de una cuña homogénea del manto metasomatizado por fluidos liberados de la placa en subducción.

El origen de estos magmas está definido por un patrón inusual marcado por sus relaciones isotópicas de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y valores de εNd. Como ya se mencionó anteriormente por Feigenson y Carr (1986), Feigenson et al. (2004) y Carr et al. (2007) las rocas que pertenecen al arco volcánico de Nicaragua al igual que todas las rocas analizadas en este estudio del CVN caen por encima a la derecha del arreglo del manto y a la izquierda de la línea de separación del Reservorio Uniforme (RU) (Fig. 19A). Esto sugiere que los magmas que originaron las rocas en todo el campo (CVN) proceden de una fuente magmática ubicada en la cuña del manto, debido a que las muestras están enriquecidas en la relación ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (Fig. 19A). Esta relación es comparable a la de las rocas del arco volcánico de Nicaragua, por lo que varios autores (Feigenson y Carr, 1986; Feigenson et al., 2004; Carr et al., 2007), refirieron que las rocas del frente volcánico de Nicaragua tienen una relación isotópica de Nd similar a los basaltos de dorsales oceánicas. Sin embargo, aproximadamente el 77 % de las muestras analizadas en este estudio muestran un enriquecimiento relativamente mayor en εNd comparado con las rocas del frente volcánico de Nicaragua y muestras obtenidas en Nejapa por Feigenson et al. (2004), a excepción de tres de nuestras muestras analizadas en este estudio correspondientes a *Ho*, *Em* y *Xi* que caen en el campo marcado por las muestras de estos autores (Fig. 19A). Sin embargo, el diagrama detallado de las relaciones isotópicas de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y εNd (Fig. 19B) muestra una composición heterogénea en ambas relaciones, lo que podría indicar una heterogeneidad en la cuña del manto y posiblemente procesos magmáticos diferentes para cada uno de los

volcanes. La procedencia de los magmas en el CVN también está marcada por las relaciones de elementos traza tales como Ta/Yb vs. Th/Yb, dado que la concentración de Th/Yb en las muestras del CVN es muy baja, lo que sugiere que la fuente de magma de estas rocas está localizada en la cuña del manto (Figs. 24 y 25A) (por ejemplo: Schaaf y Carrasco-Nuñez, 2010).

El desplazamiento de todas las muestras analizadas a la derecha del arreglo del manto empobrecido debido a la elevada relación isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 19A), se debe posiblemente a la incorporación de componentes provenientes de los sedimentos marinos asociados a la subducción de la corteza oceánica de la placa de Cocos (Figs. 1A y 24), similar a las rocas del frente volcánico de Nicaragua (Feigenson y Carr, 1986; Feigenson et al., 2004; Carr et al., 2007). Aunado a esto se tiene el enriquecimiento de Ba/La vs. Th/La de todas las muestras (Fig. 25B), así como, su correlación positiva sugiriendo que las concentraciones de Ba y Th fueron aportadas por los sedimentos subducidos de la parte superior de la placa Cocos a la cuña del manto (por ejemplo: Singer et al., 2007) (Fig. 24). Este hecho, fue reportado con anterioridad por Carr et al. (2003) y Carr et al. (2007) para las rocas del arco volcánico de Nicaragua. De la misma forma, Carr et al. (1990) señalaron que los valores de $(\text{Ba}/\text{La})_{\text{N}} > 1.5$ eran raros en los magmas del AVAC y que cuando están presentes podrían estar relacionados a la presencia de abundantes fluidos introducidos por la placa de Cocos en la cuña del manto, en donde se generan los magmas. Sumado a esto, la relación U/La, revela que los magmas que originaron al CVN han tenido un mayor aporte desde la placa Cocos en subducción en el enriquecimiento moderado de sedimentos hemipelagicos y una influencia relativamente baja en carbonatos que es definida por la relación Ba/Th (Fig. 25C) (por ejemplo: Carr et al., 2003).

Por otra parte el contenido en la relación isotópica de Nd en los magmas del CVN es muy elevado, siendo estos considerados inusuales en arcos volcánicos continentales, debido a que su ϵNd es equivalente a los de los basaltos tipo *MORB* de dorsales oceánicas ($\sim +9$). Es probable que esta relación isotópica alta de Nd se deba a que estos magmas fueron poco fraccionados, o que se haya incrementado en el manto residual después de la fusión parcial de la placa Cocos, aumentándose aceleradamente con el tiempo (por ejemplo: Straub et al., 2010). Este incremento posiblemente depende de otros parámetros como el alto grado de

fusión parcial marcado atestiguado por la relación de elementos trazas La/Yb en los magmas (por ejemplo: Singer et al., 2007) (Fig. 25D), la reposición del manto por convección y número de veces que se da la fusión (Straub et al., 2010). Por lo tanto, la relación isotópica de Nd está controlada por la contribución de la cuña del manto bajo el campo volcánico para producir una fuente continua dominada por material del manto (por ejemplo: Pearce et al., 1999).

Más parámetros geoquímicos revelan que los magmas del CVN fueron generados en la cuña del manto empobrecido e influenciados por la incorporación de sedimentos hemipelágicos provenientes de la parte superior de la Placa Cocos (Fig. 24). Las relaciones isotópicas muy bajas de Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), indican que los magmas generados por debajo del CVN y la *TAqS* han sido derivados desde la cuña del manto (Figs. 19C-D y 24; Tabla 9) (por ejemplo: Schaaf y Carrasco-Nuñez, 2010). Sin embargo, el enriquecimiento en la incorporación de sedimentos que está marcado por la relación Ba/La, también sugiere que los magmas en el CVN fueron producidos por un alto grado de fusión parcial como lo refleja la correlación positiva de La/Yb (por ejemplo: Carr et al., 2007; Singer et al., 2007) (Fig. 25D). El enriquecimiento en la relación Ba/La es menor en las rocas basálticas lo que indica un mayor grado de fusión parcial o menor contaminación (La/Yb). Este argumento es congruente con el patrón de REE de todas las rocas del CVN en donde las rocas basálticas tienen concentraciones relativamente bajas en LREE y en elementos alcalinos incompatibles (K_2O , Rb, Cs, etc.) lo que indica más altos grados de fusión en comparación con las rocas félsicas del CVN (por ejemplo: Booden et al., 2011) (Figs. 15 y 16). Este comportamiento en los elementos traza podría explicarse por procesos magmáticos posteriores a la fusión parcial, tales como la diferenciación magmática o cristalización fraccionada a lo largo de la corteza continental (rocas de Apoyeque y *TAqS*).

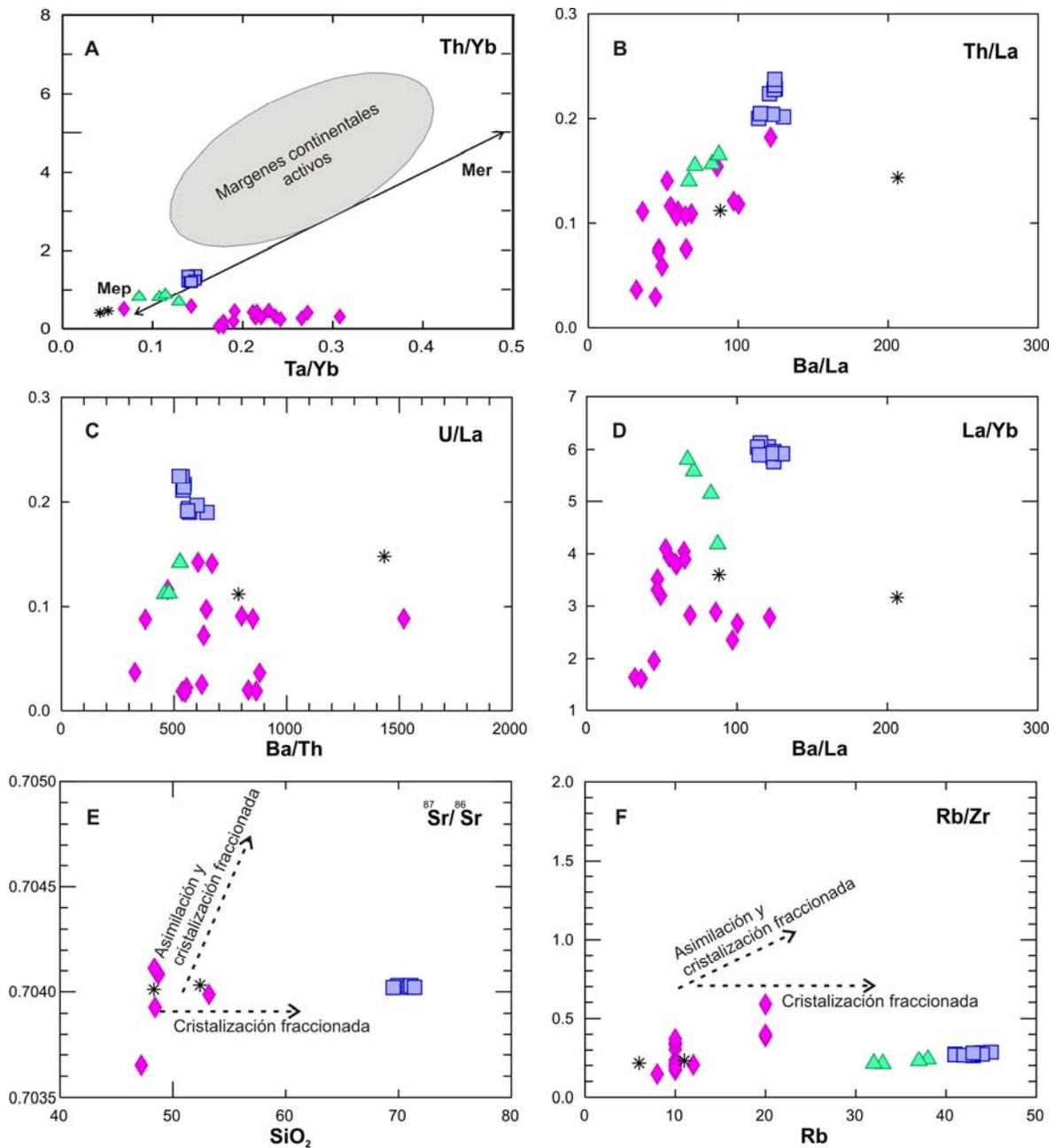


Fig. 25. A. Diagrama de Ta/Yb vs. Th/Yb que muestra las diferencias entre el manto empobrecido (Mep) y el manto enriquecido (Mer) derivados del magma. La mayoría de las rocas caen cerca de la localización del manto empobrecido, lo que sugiere una relación genética. El campo de los Márgenes continentales activos fue redibujado de Schaaf y Carrasco-Núñez (2010). B. Relación elemental entre Ba/La vs. Th/La. C. Relación elemental entre Ba/Th vs. U/La. D. Relación entre el Ba/La vs. La/Yb. E. Diagrama de relación elemental entre SiO₂ vs. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, que indica que no hay correlación positiva entre ambos. Por lo tanto procesos de contaminación y asimilación no estuvieron presentes. F. Relaciones elementales de Rb vs. Rb/Zr.

8.1.1. Procesos en la corteza continental

Con base en el enriquecimiento en FeO^* relativo al contenido en MgO , las rocas basálticas que conforman el CVN son considerados dentro la serie toleítica y esencialmente presentan un contenido de bajo-K (Fig. 13B-C) (por ejemplo: Best y Christiansen, 2001; Takahashi et al., 2013). Generalmente los magmas toleíticos son típicos de arcos de islas, por lo que su ocurrencia en arcos continentales es extraña. Debido a esta asociación y el relativo alto contenido de MgO ($\geq 6\%$ en peso) y el contenido ϵNd ($\sim +9$), en estos magmas poco evolucionados que originaron basaltos en el CVN, podría estar relacionado a la presencia de una corteza continental relativamente delgada bajo el CVN (por ejemplo: Feigenson y Carr, 1986; Best y Christiansen, 2001; Carr et al., 2003; Takahashi et al., 2013). En cambio, los magmas que dieron origen a las rocas intermedias y félsicas del volcán Apoyeque y a la pómez de la *TAqS* son calco-alcaldas de medio-K y presentan un contenido de $\text{MgO} < 6\%$ en peso. Estos magmas fueron probablemente producidos en la parte superior del manto y se estacionaron a diferentes niveles dentro de la corteza continental, lo que favoreció procesos de evolución como la asimilación y cristalización fraccionada (por ejemplo: DePaolo, 1981; Best y Christiansen, 2001; Annen et al., 2006; Takahashi et al., 2013), como lo refleja la correlación positiva de algunos elementos trazas tales como el Ba con el incremento en SiO_2 (Fig. 17).

Según el diagrama de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ todas las muestras analizadas caen en el extremo derecho dentro del campo de la Dorsal Pacífico del Este (Fig. 19C). De acuerdo a Schaaf y Carrasco-Nuñez (2010) las relaciones isotópicas de Pb-Pb en magmas derivados del manto son generalmente bajas y muestran valores altos en las relaciones isotópicas de Pb-Pb sólo cuando existió un efecto de contaminación por fuentes de rocas continentales sedimentarias enriquecidas en Pb. Por lo tanto las rocas del CVN no muestran un efecto de contaminación en Pb a su paso a lo largo de la corteza continental. Sin embargo, el diagrama detallado de la relación isotópica de Pb-Pb (Fig. 19D) muestra que las rocas magmáticas relacionadas a la subducción por debajo del CVN tienen una distribución casi vertical oblicua a la línea de mezcla corteza-manto, aparentemente causada por la mezcla con una componente enriquecida en ^{207}Pb . Esto podría ser también el resultado de la

incorporación durante la subducción de un componente sedimentario relativamente joven y relativamente enriquecido en ^{207}Pb (por ejemplo: Schaaf y Carrasco-Nuñez, 2010).

Sin embargo, la distribución de los *REE* en las rocas basálticas del CVN no es tan contundente a presentar una característica típica de rocas tipo arco y una afinidad toleítica; comparado con las lavas félsicas del volcán Apoyeque y la *TAqS*, que siguen la línea de tendencia en el diagrama AFM, en donde las lavas de la base del volcán Apoyeque caen en el límite de esta línea. Aunado a la concentración de los elementos incompatibles, tales como Ba, Zr, Rb, Y y Zr, todos gradualmente se incrementan con el incremento en SiO_2 (Figs. 17 y 18), indicando que las rocas en su paso a lo largo de la corteza estuvieron influenciadas por procesos de asimilación cortical.

Por otra parte, el diagrama de sílice vs. álcalis muestra claramente que tanto la pómez (*TAqS*), así como las lavas del volcán Apoyeque y los conos de escorias, y lavas, tienen la misma afinidad subcalina, y similar composición isotópica de Sr-Nd-Pb, lo que apunta sin duda a una misma fuente del manto para todos estos magmas (Figs. 13 y 19). En la mayoría de los diagramas binarios todas las muestras tienen patrones similares con las mismas tendencias (Figs. 14, 17 y 18). La tendencia lineal en los diagramas binarios y la similitud en su composición isotópica sugiere que estos magmas están genéticamente relacionados. Aunque no se cuenta con los valores de las relaciones isotópicas de Sr-Nd-Pb, para las rocas del edificio del volcán Apoyeque y solamente se cuenta con algunos valores de los conos de escorias y la pómez *TAqS*, se puede observar, que el contenido de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no presenta una correlación positiva bien definida con la concentración en SiO_2 , lo que indica que la contaminación o asimilación a lo largo de la corteza fue insignificante (Fig. 25E) (por ejemplo: Cadoux y Pinti, 2009; Moufti et al., 2012). Esto se ve corroborado en el diagrama Rb vs. Rb/Zr (Fig. 25F) (por ejemplo: Valdez et al., 2011) que confirma que el proceso de cristalización fraccionada fue el factor más importante durante la diferenciación magmática y fue el que dio origen a la variación química principal de las rocas más félsicas del volcán Apoyeque y la pómez *TAqS*.

Apoyado en estas características los diagramas de Tierras Raras aportan información importante a favor de la diferenciación magmática, aunque existen diferencias entre los

diferentes grupos de rocas analizados. En particular, las rocas del volcán Apoyeque de composición andesítica-dacítica muestran un patrón con enriquecimientos similares en *LREE* y *HREE* y con valores más altos, si los comparamos con el patrón de los conos de escorias y lavas de composición basáltica del CVN. Este enriquecimiento de los *REE* en las rocas del edificio de Apoyeque podría indicar que el magma se estacionó en una cámara magmática en la corteza, provocando su evolución mediante cristalización fraccionada de las fases minerales (tales como: clinopiroxenos, anfíboles, etc.). Asimismo, el comportamiento de algunos elementos incompatibles como la anomalía de Th que muestra un mayor enriquecimiento de las rocas félsicas (Fig. 15) junto con un ligero empobrecimiento de Eu, P y Ti (Figs. 15 y 16), sugiere una mayor intervención de la cristalización fraccionada en el proceso magmático (por ejemplo: Cadoux y Pinti, 2009). El empobrecimiento en P y Ti en las rocas de Apoyeque y la *TAqS* indica el fraccionamiento de apatito y óxidos de Fe-Ti, respectivamente (Fig. 15). Mientras que la ligera anomalía de Eu indica la cristalización o fraccionamiento de plagioclasa.

Los diagramas binarios de los elementos mayores y trazas vs. sílice sugieren también que el principal proceso de diferenciación magmática fue la cristalización fraccionada en la mayoría de las rocas. Por ejemplo, el bajo contenido de sílice junto con el contenido relativamente alto de MgO (6.15-10.75 % en peso) y las concentraciones altas de Cr (13.6-378 ppm) y Ni (12-183 ppm) en las rocas basálticas del CVN, señalan que estos magmas sufrieron porcentajes bajos de fraccionamiento (por ejemplo: Siebe et al., 2004), posiblemente provocado por el rápido ascenso a la superficie. Por el contrario, las rocas del volcán Apoyeque y la pómez de *TAqS* tienen un alto contenido de SiO₂, bajo contenido de MgO (0.69-1.98 % en peso), Cr (0.5-10 ppm) y Ni (2-27 ppm), lo que indica que estos magmas sufrieron mayor fraccionamiento, probablemente al estacionarse a diferentes niveles dentro de la corteza. El magma riodacítico de la *TAqS* fue el más afectado por procesos de fraccionamiento muy superficiales, como lo sugiere la composición más homogénea en las relaciones isotópicas de Sr-Nd, enriquecimiento de algunos elementos traza (tales como en las relaciones de Ba/La, Th/La, etc.), el ligero enriquecimiento en los *LREE* y en algunos *HREE* como Yb y Lu (Figs. 16, 19A y 25B).

El fraccionamiento del magma *TAqS* se muestra con su disminución de MgO y CaO con el incremento de SiO₂ debido al fraccionamiento de minerales como olivino y piroxeno. La disminución relativa de Al₂O₃ y el aumento de Na₂O con respecto al contenido de sílice se refleja en la cristalización tardía de plagioclasa que no pudo ser removida sustancialmente durante el ascenso del magma a la superficie. Esto es consistente con la anomalía de Eu poco desarrollada de la figura 16. Asimismo, la fuerte correlación negativa de MgO, CaO, FeO*, Cr, Ni y la ligera disminución de TiO₂, con el incremento de SiO₂ indican que la Ti-magnetita, Cr-espínela, olivino, y clinopiroxeno fueron las fases fraccionadas predominantemente durante la evolución de los magmas félsicos, con un fraccionamiento mínimo de plagioclasa, ortopiroxeno y anfíbol.

8.2. Mecanismo desencadenante y condiciones pre-eruptivas

El contacto y mezcla de un magma máfico caliente con un magma silíceo más frío ha sido ampliamente reconocido como un potencial mecanismo desencadenante para erupciones explosivas, inducido por transferencia de calor, masa y volátiles (por ejemplo: Sparks et al., 1977; Smith et al., 2005). Aunque en el depósito de la *TAqS*, no se encontró evidencia de fragmentos basálticos, enclaves, ni pómez bandeada, se encontraron dos grupos composicionales en los elementos mayores en la matriz de vidrio (por ejemplo: SiO₂, CaO y MgO) (Fig. 11), dos poblaciones de titanomagnetita (reflejado en la concentración de los elementos mayores tales como: Al₂O₃, MgO y TiO₂) (Fig. 12C-D) y en los cristales individuales de plagioclasas contienen gran variación composicional (por ejemplo: An₄₂₋₅₅, An₈₄₋₄₅ y An₄₃₋₈₃). Pese a que no se realizaron transeptos composicionales núcleo-borde en las plagioclasas y en los óxidos de Fe-Ti, esta variabilidad composicional en cristales y matriz de vidrio puede estar relacionada a la mezcla de magmas (Chertkoff y Gardner, 2004; Sosa-Ceballos et al., 2012). No obstante, el color de la pómez en muestra de mano, es homogéneo y no muestra estas evidencias de mezcla de magmas, lo que podría indicar que los fundidos involucrados en el proceso de mezcla tuvieron tiempo de hibridarse. Sin embargo, nuevas investigaciones podrían determinar si la mezcla en el tiempo fue un factor de activación de la erupción de Apoyeque.

Después de que ocurriera el posible proceso de hibridación, las condiciones pre-eruptivas del magma que produjeron a la *TAqS* estacionado bajo el volcán Apoyeque estaba almacenado a una presión de 135 ± 12 MPa y temperaturas de 830 ± 17 °C (valor obtenido a partir del modelo de Ridolfi et al. (2010), con la composición química de los anfíboles en la pómez de la *TAqS*). La fase mineral titanomagnetita coexiste en la *TAqS* con la ilmenita y se encuentra en equilibrio. De acuerdo a la calibración de Ghiorso y Evans (2008) y el modelo de Bacon y Hirschmann (1988), la composición química de este par de óxidos encontrados en la pómez de la *TAqS*, sugiere una temperatura pre-eruptiva de 849 ± 4 °C con una fugacidad de oxígeno de $\log f_{O_2} = NNO + 0.53 \pm 0.03$. Esta temperatura es congruente con la obtenida para los anfíboles.

8.3. Ubicación de la fuente

Las características estratigráficas del depósito en todas las secciones descritas en el área de Managua, así como los mapas de isopacas e isopleas sugieren que la más probable fuente de la erupción de la *TAqS* fue el volcán Apoyeque (Figs. 20 y 21). El eje de dispersión de la tefra que formó el depósito claramente apunta de norte a sur. El máximo espesor se encontró en Acahualinca (sitio 9) cerca de Apoyeque. La textura, el contenido modal y la paragénesis mineral de las lavas que conforman el edificio volcánico de Apoyeque son similares a las de los fragmentos accidentales del depósito de la *TAqS* (líticos color gris y rojizo-rosa de composición andesítica y dacítica, respectivamente). Parte de los fragmentos accidentales de color gris-rojos presentan una composición química basáltica, y por lo tanto están relacionados a las rocas del sustrato del edificio que se correlacionan con rocas pertenecientes a las lavas de los conos de escoria Chiltepe y Xiloá del Campo Volcánico Nejapa, y a las andesitas-basálticas de la Formación Las Sierras (Avellán et al., 2012). Por lo tanto, la erupción no pudo estar asociada a los conos de toba Cuesta El Plomo sugeridos como posible fuente de la *TAqS* por Kutterolf et al. (2007). Esta estructura volcánica está conformada por depósitos de oleadas piroclásticas, constituidos predominantemente de clastos arrancados de la base de los conos de tobas. Este sustrato basal consiste de lavas con una composición andesita-basáltica, perteneciente a la Formación Las Sierras.

8.4. *Mecanismo eruptivo*

Las características sedimentológicas (gradación inversa, textura y granulometría) de la *TAqS*, sugieren que la erupción ocurrió en tres fases sucesivas, como se describe a continuación:

La expansión súbita de los gases por descompresión del magma, causó su fragmentación y aceleración a través del conducto y permitió el establecimiento de una columna sostenida con una altura, que fluctuó entre 20 y 23 km y una intensidad de 5.16×10^7 y 9.02×10^7 kg/s, respectivamente (Fig. 26A). Al momento de la erupción, la columna sufrió la influencia de los vientos dominantes que tenían una velocidad de entre 12 y 21 m/s. Los vientos desviaron la pluma en dirección sur-sureste desde el cráter, produciendo un depósito con forma asimétrica. La pluma sedimentó a 9 km de la fuente cenizas ricas en pómez (81.8 vol. %), líticos (5.4 vol. %) y cristales (12.8 vol. %) y manteó la región sur, cubriendo estructuras volcánicas localizadas a lo largo de la Falla Nejapa (por ejemplo: Conos de escoria sur de Xiloá, San Patricio y conos de tobas Cuesta el Plomo). Asimismo, cubrió depósitos provenientes del volcán Apoyo y Masaya (por ejemplo: tefras Apoyo y Fontana, respectivamente), en la actual mancha urbana de la Ciudad de Managua y el Escarpe de Mateare. La erupción se intensificó con el tiempo, como lo demuestra el aumento de tamaño de las partículas dentro del depósito. De forma más marcada se aprecia un aumento en el contenido de líticos (7.8 vol. %), arrancados a lo largo del conducto volcánico por erosión y ensanchamiento del cráter. Dos horas después, la columna había alcanzado una altura de 24 km (Pliniana), con una intensidad de ca. 1.07×10^8 kg/s, provocando la caída de bloques en zonas proximales (Fig. 26B). La velocidad del viento en ese momento, había disminuido a 15 m/s, dispersando la pluma en dirección sureste-suroeste. A medida que pasaba el tiempo, la erupción alcanzó su intensidad máxima (2.07×10^8 kg/s), con una altura de la columna de hasta 28.3 km (Fig. 26C). Estas condiciones se reflejan en el depósito que muestra un enriquecimiento en líticos (12.3 Vol. %) y grandes bloques de pómez, con moderada concentración de vesículas y aglomeraciones de cristales. La columna fue influenciada por vientos de 18 m/s, provocando una dispersión en forma de abanico simétrico, que fue mayor hacia el sur (Fig. 26C), provocando la deposición en zonas más distantes. La erupción se prolongó hasta ca. 4 horas (basado en el modelo,

Wilson, 1976). A través del tiempo hubo una disminución en la concentración de líticos (11.3 Vol. %) expulsados con un incremento en tamaño de fragmentos de pómez, con crecimiento de vesículas elongadas por donde escapaba el gas. La columna fue dispersada por los vientos predominantes que tenían velocidades de hasta 25 m/s hacia el sur-suroeste, lo que provocó la deposición de cenizas con un espesor mínimo de 1 cm, en el lecho marino del Océano Pacífico, a 300 km desde la fuente (Kutterolf et al., 2008). La energía de la erupción disminuyó con el tiempo, provocando la deposición de pómez gruesa y disminución del contenido de líticos, mostrado por la leve gradación de bloques líticos accidentales, arrancados de las paredes del cráter. No hay evidencia de colapso de la columna eruptiva, debido a que no se encontró en la cima de la secuencia estratigráfica, depósito de flujos piroclásticos de pómez. Durante el Holoceno, tiempo después que finalizó la erupción, ocurrió la re-movilización de la porción superior y la erosión parcial de la *TAqS* provocada por eventos posteriores, tales como lahares y oleadas piroclásticas. Esto se observó en muchos cortes estratigráficos, como por ejemplo al noroeste y occidente de Managua donde la *TAqS* fue erosionada por oleadas piroclásticas que originaron la Toba Cuesta El Plomo y Tefra Nejapa ($7,135 \pm 125$ años AP), respectivamente. En los alrededores del volcán y en algunos cortes al sur de Managua, posiblemente fue erosionada por completo por lahares provocados por lluvias intensas en la región.

Finalmente, se debe aclarar que la erupción de 12.4 ka (*TAqS*) no ha sido el único evento generado en la historia del volcán Apoyeque y el Complejo Volcánico Chiltepe. De hecho, han ocurrido al menos otras cinco erupciones de tipo pliniano en la región entre ca. 17 y 4 ka A.P. (Kutterolf et al., 2007; Avellán et al., 2012). Asimismo, los volcanes Masaya y Apoyo han tenido siete erupciones de magnitud similar entre los últimos 25 y 3.4 ka (Bice, 1985; Kutterolf et al., 2007; Avellán et al., 2012). En este sentido la erupción de 12.4 ka del volcán Apoyeque que emitió 1.15 km^3 de magma en roca densa equivalente (RDE) es muy similar en magnitud a erupciones históricas del mundo de tipo Pliniano como la del volcán Vesuvio en el año 79 A.D. (4 km^3 DRE; Carey y Sigurdsson, 1987), el volcán Santa Helena en 1980 (4 km^3 DRE; Carey et al., 1995), el Monte Pinatubo en 1991 (5.3 km^3 DRE; Holasek et al., 2012) y erupciones históricas y del Pleistoceno ocurridas en México

como por ejemplo la del volcán Chichón en 1982 (0.5 km³ DRE; Sigurdsson et al., 1984) y otras (Fig. 27).

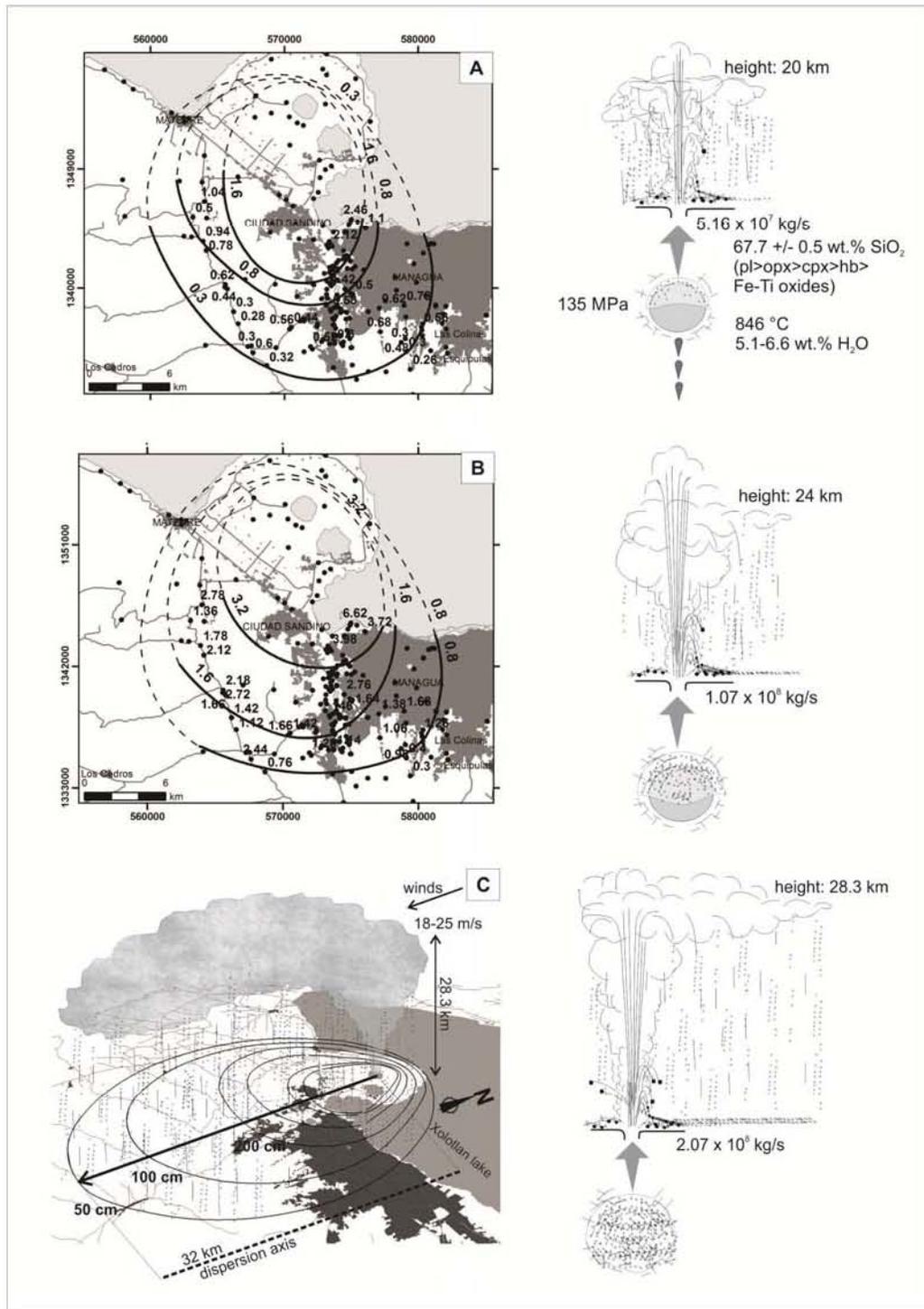


Fig. 26. Dibujo esquemático de las diferentes fases eruptivas.

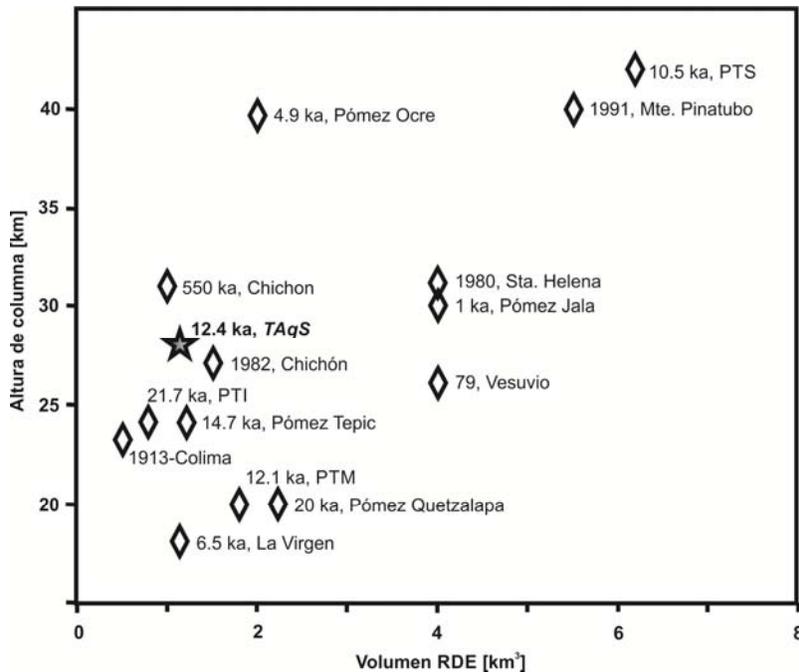


Fig. 27. Volumen de roca densa equivalente (RDE) versus altura de columna de erupciones históricas conocidas a nivel global y algunas del pleistoceno ocurridas en México que incluye la erupción del 79 del volcán Vesuvio (Carey y Sigurdsson, 1987), la erupción de 1980 del volcán Sta. Helena (Carey et al., 1995), la erupción de 1982 y la de hace 550 años A.P. del volcán El Chichón (Sigurdsson et al., 1984; Macías et al., 2003), la erupción del volcán Tres Virgenes (Capra et al., 1998), la Pómez Jala del Ceboruco (Gardner y Tait, 2000), las pómez del Nevado de Toluca superior (PTS) (Arce et al., 2003), media (PTI) (Arce et al., 2005), e inferior (PTI) (Capra et al., 2006), la erupción de 1913 de Colima (Saucedo et al., 2010), la Pómez Ocre del Popocatepetl (Arana-Salinas et al., 2010), y la erupción de 1991 del volcán Pinatubo (Holasek et al., 2012). Note la similitud entre la *TAqS* y la erupción tipo pliniana de 1982 del volcán Chichón.

8.5. Consideración sobre el peligro volcánico

El registro estratigráfico y fechamientos radiométricos indican que el Complejo Volcánico Chiltepe ha presentado vulcanismo frecuente y de tipo explosivo durante los últimos ca. 17 ka (Kutterolf et al., 2007; Avellán et al., 2012), con una erupción tan joven ocurrida hace 4 ka A.P. (Avellán et al., 2012). Estos episodios volcánicos, conllevaron a la ocurrencia de al menos seis erupciones explosivas de tipo pliniano, que es el tipo de erupción más frecuente del Complejo Volcánico Chiltepe, que representa una amenaza importante para la actividad humana en la región. Asimismo, el registro estratigráfico indica que al menos tres de estas erupciones importantes denominadas Tefra Apoyeque Inferior (ca. 17 ka, Kutterolf et al.,

2007), *TAqS* (12.4 ka) y Tefra Chiltepe (4 ka, Avellán et al., 2012), provienen del volcán Apoyeque. Otras de las erupciones que han ocurrido en el complejo Chiltepe son la Tefra Xiloá (6.1 ka, Kutterolf et al., 2007) proveniente de la estructura del mismo nombre, y las tefras Mateare y Los Cedros (ambas son < 6.1 y > 4 ka, Kutterolf et al., 2007; Avellán et al., 2012) de las que se desconoce su fuente y se encuentran ubicadas estratigráficamente por encima de discordancias erosionales mayores en la región. Con base en este registro estratigráfico, el intervalo de tiempo transcurrido entre las erupciones varía desde un intervalo entre 0.5 a 6 ka de recurrencia.

Por otra parte, el Complejo Volcánico Chiltepe se encuentra geológicamente localizado al extremo norte del Campo Volcánico Nejapa, el cual incluye además de Xiloá al menos 28 estructuras monogenéticas reconocibles emplazadas a lo largo de la falla Nejapa (Avellán et al., 2012). La mayoría de estas erupciones fueron predominantemente freatomagmáticas, seguidas por eventos de tipo estromboliano y flujos de lava fisurales. El vulcanismo monogenético ocurrió desde hace aproximadamente 30 ka (Kutterolf et al., 2007) con la erupción más reciente ocurrida hace 2.1 ka que provocó la formación del Maar Asososca (Pardo et al., 2008; Avellán et al., 2012). Desafortunadamente, no es posible definir con exactitud en donde ocurrirá la próxima erupción en el campo volcánico dado que no existe una tendencia en la migración de las erupciones con el tiempo, lo que incrementa el peligro volcánico.

La suma de los eventos volcánicos en la región indica que existe un peligro volcánico latente para la ciudad de Managua. Muchas de las erupciones registradas son de tipo explosivo como la ocurrida en el volcán Apoyeque que originó la Tefra Chiltepe, tan sólo, hace 4000 mil años. Una nueva erupción de tipo Pliniana de la misma magnitud que la *TAqS* tendría consecuencias catastróficas, para la ciudad de Managua, que cuenta con una población aproximada de ca. 1.2 millones de habitantes. El crecimiento urbanizado desorganizado y las carreteras interestatales que comunican a la ciudad de Managua con centros industriales, turísticos y comerciales, tales como León, El Crucero, Villa El Carmen, San Marcos, Masaya han aumentado la población asentada en esta zona de peligro. Una erupción Pliniana podría afectar rápidamente con una lluvia de cenizas con espesores superiores a 2 m a poblados tales como Mateare, Nagarote, Ciudad Sandino y

gran parte del occidente y centro de la ciudad de Managua, como lo marca el área delimitada por las isopacas construidas en este trabajo (Fig. 20). Esta cantidad de material sería suficiente para sepultar por completo la mayoría de las edificaciones en esta región. El riesgo es mayor si consideramos que en la región existe infraestructura de industrias importantes como la refinería en Cuesta El Plomo y el acueducto dentro del maar Asososca de donde se abastece gran parte de la población de Managua con agua potable. La dispersión de las cenizas cubriría la atmósfera de la región y de gran parte de Nicaragua obstaculizando el transporte aéreo inclusive en Centro América. Otros, fenómenos secundarios provocados por la dispersión de la pómez y la ceniza en la región es su removilización debida a las lluvias generando lahares dentro del Graben de Managua en donde habitan aproximadamente 1 millón de habitantes que tendrían que ser evacuados. Estudios futuros deberían de enfocarse en la estimación de periodos de recurrencia de las erupciones y un mapa de peligros en la región, así como, monitoreo sísmico, geodésico y geoquímico será necesario aunado a una planeación urbana urgente.

9. Conclusiones

El ambiente tectónico estructural, distribución espacial y características químicas e isotópicas del Sr-Nd-Pb indican que los magmas que originaron a la *TAqS* tuvieron una génesis similar a la de las demás rocas del CVN, misma que fueron originadas a partir de la cuña del manto. Estos magmas se formaron por la incorporación de fluidos subducidos con la placa Cocos al manto litosférico. Asimismo, la pómez de la *TAqS* revela que el factor más importante durante la evolución de los magmas a lo largo de la corteza continental fue la diferenciación magmática dominada por la cristalización fraccionada.

Actualmente, el volcán Apoyeque es considerado como un volcán en estado de quietud. Su actividad quizás comenzó en el Pleistoceno superior con la emisión de cuatro unidades de lava y domos de composición andesítica en la base y dacítica en su porción superior. Asimismo, el registro estratigráfico indica que este volcán ha experimentado al menos tres erupciones explosivas de tipo pliniano, incluyendo a la *TAqS* ocurrida hace 12 ka. La erupción pliniana más antigua sucedió hace ca. 17 ka provocando la deposición de la Tefra Apoyeque Inferior. La actividad más reciente ocurrió entre 1.9 y 4 ka y dio origen a la Tefra Chiltepe. Esto sugiere que Apoyeque ha cambiado su estilo de actividad, desde predominantemente efusivo, hasta explosivo y que por ende este volcán podría producir una erupción pliniana en el futuro.

El análisis estratigráfico de la *TAqS*, indica que la erupción ocurrió por sobrepresión del sistema magmático que se encontraba a una temperatura de ~846 °C. Probablemente por el ingreso de un magma más caliente. La erupción formó una pluma eruptiva sostenida que rápidamente alcanzó 20 km de altura y fue creciendo de manera constante y erosionando las paredes del cráter hasta alcanzar una altura máxima de 28 km en menos de 4 horas. La erupción emitió una pómez blanca homogénea de composición riodacítica que se distribuyó hacia el sur del volcán (*TAqS*). Una erupción pliniana de la magnitud de la *TAqS*, es un evento que podría tener consecuencias catastróficas, para más del 50 % de los habitantes de la ciudad de Managua. Gran parte de la región, localidades como Mateare, Ciudad Sandino, centro, sur y occidente de Managua, escarpe de Mateare, etc., podrían ser afectadas por la lluvia de ceniza, que se extendería más allá de los límites de la capital, y formaría un

depósito con un espesor mayor a los 2 m. Este material sería suficiente para sepultar por completo las edificaciones de la ciudad. Además, la re-movilización de material y la generación de lahares, podrían tener fuerte impacto en la región del Graben de Managua, donde los habitantes tendrían que ser evacuados.

10. Referencias

- Annen C, Blundy JD, Sparks RSJ (2006) The genesis of intermediate and silicic magmas in Deep cristal and hot zones. *J Petrol* 47 (3): 505-539
- Arana-Salina L, Siebe C, Macías JL (2010) Dynamics of the ca. 4965 yr 14C BP “Ochre Pumice” Plinian eruption of Popocatepetl volcano, México. *J Volcanol Geotherm Res* 192: 212-231
- Arce JL, Macías JL, Vázquez-Selem L (2003) The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico: stratigraphy and hazard implications. *Geol Soc Am Bull* 115: 230-248
- Avellán DR (2009) Tefroestratigrafía de la parte occidental de Managua, Nicaragua: evolución de las estructuras volcánicas de Ticomo, Nejapa y Asososca. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tiwerra, Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F., pp. 1-95.
- Avellán DR, Macías JL, Pardo N, Scolamacchia T, Rodríguez D (2012) Stratigraphy, geomorphology, geochemistry and hazard implications of the Nejapa Volcanic Field, western Managua, Nicaragua. *J Volcanol Geotherm Res* 213-214:51-71
- Best MG, Christiansen EH (2001) *Igneous petrology*. Blackwell science, Massachusetts, pp. 1-458
- Best MG (2003) *Igneous and metamorphic petrology*. Blackwell Science, Massachusetts, pp. 1-758
- Bice DC (1985) Quaternary volcanic stratigraphy of Managua, Nicaragua: Correlation and source assignment for multiple overlapping plinian deposits. *Geol Soc Am Bull* 96:553-566
- Bacon CR, Hirschmann MM (1988) Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *Am Mineral* 73:57-61
- Booden MA, Smith IEM, Black PM, Mauk JL (2011) Geochemistry of the Early Miocene volcanic succession of Northland, New Zealand, and implications for the evolution of subduction in the Southwest Pacific. *J Volcanol Geotherm Res* 199: 25-37

- Cadoux A, Pinti DL (2009) Hybrid character and pre-eruptive events of Mt Amiata volcano (Italy) inferred from geochronological, petro-geochemical and isotopic data. *J Volcanol Geotherm Res* 179: 169-190
- Capra L, Macías JL, Espíndola JM, Siebe C (1998) Holocene Plinian eruption of La Virgen Volcano, Baja California, Mexico. *J volcanol Geotherm Res* 8: 239-266
- Capra L, Carreras L, Arce JL, Macías JL (2006) The Lower Toluca Pumice: a 21 yr B.P. Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico. In: Siebe C, Macías JL, Aguirre-Díaz GJ, (Eds.), *Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from Mexico*. *Geol Soc Am* 402: 155-173
- Carey S, Sparks RSJ (1986) Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bull Volcanol* 48:109-125
- Carey S, Sigurdsson H (1987) Temporal variations in column height and magma discharge rate during the 79 A.D. eruption of Vesuvius. *Geol Soc Am Bull* 99: 2, 303-314
- Carey S, Gardner J, Sigurdsson H (1995) The intensity and magnitude of Holocene plinian eruptions from Mount St. Helens volcano. *J Volcanol Geotherm Res* 66: 185-202
- Carey S, Bursik M (2000) Volcanic Plumes. In: Sigurdsson H, Houghton BF, McNutt SR, Rymer H, Stix J (Eds) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, California, pp 527-544
- Carr MJ (1984) Symmetrical and segmented variation of physical and geochemical characteristics of the central American volcanic front. *J Volcanol Geotherm Res* 20: 231-252
- Carr MJ, Feigenson MD, Bennett EA (1990) Incompatible element and isotopic evidence for tectonic control of source mixing and melt extraction along the Central American arc. *Contrib Mineral Petrol* 105: 369-380
- Carr MJ, Feigenson MD, Patino LC, Walker JA (2003) Volcanism and geochemistry in Central America: Progress and problems, in *Inside the Subduction Factory*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 138, edited by Eiler J, 153-174, AGU, Washington, D.C.

- Carr MJ, Saginor I, Alvarado GE, Bolge LL, Lindsay FN, Milidakis K, Turrin BD, Feigenson MD, Swisher III CC (2007) Element fluxes from the volcanic front of Nicaragua and Costa Rica. *Geochem Geophys Geosyst* 8 (6): 1-22
- Chertkoff DG, Gardner JE (2004) Nature and timing of magma interactions before, during, and after the caldera-forming eruption of Volcán Ceboruco, Mexico. *Contrib Mineral Petrol* 146:715-735
- Choi HO, Choi SH, Lee DC, Kang HC (2013) Geochemical evolution of basaltic volcanism within the tertiary basins of southeastern Korea and the opening of the East Sea (Sea of Japan). *J Volcanol Geotherm Res* 249: 109-122
- DeMets C (2001) A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central America volcanic arc. *Geophys Res Lett* 28:4043-4046
- DePaolo DJ (1981) Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* 53: 189-202
- Espinoza FJ (2007) Neotectónica de la Falla Nejapa, porción oeste del Graben de Managua-Nicaragua. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F., pp. 1-83.
- Feigenson MD, Carr MJ (1986) Positively correlated Nd and Sr isotope ratios of lavas from the Central American volcanic front. *Geology* 14: 79-82
- Feigenson MD, Carr MJ, Maharaj SV, Juliano S, Bolge LL (2004) Lead isotope composition of Central American volcanoes: Influence of the Galapagos plume. *Geochem Geophys Geosys* 5 (6): 1-14
- Fierstein J, Nathenson M (1992) Another look at the calculation of tephra fallout volumes. *Bull Volcanol* 54:156-167
- Freundt A, Kutterolf S, Wehrmann H, Schmincke HU, Strauch W (2006) Eruption of the dacite to andesite zoned Mateare Tephra, and associated tsunamis in Lake Managua, Nicaragua. *J Volcanol Geotherm Res* 149:103-123
- Frischbutter A (2002) Structure of the Managua graben, Nicaragua, from remote sensing images. *Geophys Intern* 41 (2), 87-102
- Gardner JE, Thomas RME, Jaupart C, Tait S (1996) Fragmentation of magma during Plinian volcanic eruptions. *Bull Volcanol* 58:144-162

- Gardner JE, Tait S (2000) The caldera-forming eruption at volcan Ceboruco, Mexico. *Bull Volcanol* 62: 20-33
- Ghiorso MS, Evans BW (2008) Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe-Ti two oxide geothermometer and oxygen barometer. *Am J Sci* 308:957-1039
- Gill JB (1981) *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer, Berlin, pp. 1-390
- Girard G, van Wyk deVries B (2005) The Managua Graben and Las Sierras-Masaya volcanic complex (Nicaragua); pull-apart localization by an intrusive complex: results from analogue modeling. *J Volcanol Geotherm Res* 144: 37-57
- Holasek RE, Self S, Woods AW (2012) Satellite observations and interpretation of the 1991 Mount Pinatubo eruption plumes. *J Geophys Res: Solid Earth* (1978-2012) 101.B12 (1996): 27635-27655
- Houghton BF, Wilson CJN (1989) A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bull Volcanol* 51:451-462
- Irvine TN, Baragar WRA (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can J Earth Sci* 8, 523-548
- Kutterolf S, Freundt A, Pérez W, Wehrmann H, Schmincke HU (2007) Late Pleistocene to Holocene temporal succession and magnitudes of highly-explosive volcanic eruptions in west-central Nicaragua. *J Volcanol Geotherm Res* 163:55-82
- Kutterolf S, Freundt A, Pérez W, Mörz T, Schacht U, Wehrmann H, Schmincke HU (2008) Pacific offshore record of plinian arc volcanism in Central America: 1. Along-arc correlations. *Geochem Geophys Geosyst* 9:Q02S01. doi:10.1029/2007GC001631
- La Femina PC, Dixon TH, Strauch W (2002) Bookshelf faulting in Nicaragua. *Geological Society of America Bulletin* 30 (8), 751-754.
- Le Bas MJ, Le Maitre RW, Streckeisen A, Zanettin B (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J Petrol* 27, 745-750
- Le Maitre RW, Bateman P, Dudek A, Keller J, Lameyre Le Bas MJ, Sabine PA, Schmid R, Sorensen H, Streckeisen A, Wolley AR, Zanettin B (1989) *A Classification of igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford, p. 193

- Macías JL, Arce JL, Mora JC, Espíndola JM, Saucedo R, Manetti P (2003) A 550-year-old Plinian eruption at El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: explosive volcanism linked to reheating of the magma reservoir. *J Geophys Res* 108 (B12): 25-69
- Moufti MR, Moghazi AM, Ali KA (2012) Geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic composition of the Harrat Al-Madinah Volcanic Field, Saudi Arabia. *Gondw Res* 21: 670-689
- Pardo N, Avellán DR, Macías JL, Scolamacchia T, Rodríguez D (2008) The ~1245 yr BP Asososca maar: New advances on recent volcanic stratigraphy of Managua (Nicaragua) and hazard implications. *J Volcanol Geotherm Res* 176(4):493-512
- Peacock SM, van Keken PE, Holloway SD, Hacker BR, Abers GA, Fergason RL (2005) Thermal structure of the Costa Rica-Nicaragua subduction zone. *Phys Earth Planet Int* 149: 187-200
- Pearce JA, Kempton PD, Nowell GM, Noble SR (1999) Hf-Nd element and isotopic perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in western pacific arc-basin systems. *J Petrol* 40: 1579-1611
- Pyle DM (1989) The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. *Bull Volcanol* 51:1-15
- Pyle DM (1995) Assessment of the minimum volume of tephra fall deposits. *J Volcanol Geotherm Res* 69:379-382
- Ridolfi F, Renzulli A, Puerini M (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contrib Mineral Petrol* 160:45-66
- Rüpke LH, Morgan JP, Hort M, Connolly JAD (2002) Are the regional variations in Central American arc lavas due to differing basaltic versus peridotitic slab source of fluids?. *Geol Soc Am* 30 (11): 1035-1038
- Saucedo R, Macías JL, Gavilanes JC, Arce JL, Komorowski JC, Gardner JE, Valdez-Moreno G (2010) Eyewitness, stratigraphy, chemistry, and eruptive dynamics of the 1913 Plinian eruption of volcán de Colima, México. *J Volcanol Geotherm Res* 191: 149-166

- Schaaf P, Stimac J, Siebe C, Macías JL (2005) Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, Central Mexico. *J Petrol* 46 (6): 1243-1282
- Schaaf P, Carrasco-Nuñez G (2010) Geochemical and isotopic profile of Pico de Orizaba (Citlaltépetl) volcano, Mexico: Insights for magma generation processes. *J Volcanol Geotherm Res* 197: 108-122
- Siebe C, Rodríguez-Lara V, Schaaf P, Abrams M (2004) Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City. *J Volcanol Geotherm Res* 130: 197-226
- Sigurdsson H, Carey SN, Espindola JM (1984) The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico: stratigraphy of pyroclastic deposits. *J Volcanol Geotherm Res* 23: 11-37
- Singer BS, Jicha BR, Leeman WP, Rogers NW, Thirlwall MF, Ryan J, Nicolaysen KE (2007) Along-strike trace element and isotopic variation in Aleutian Island arc basalt: Subduction melts sediments and dehydrates serpentine. *J Geophys Res* 112: 1-26
- Smith VC, Shane P, Nairn IA (2005) Trends in rhyolite geochemistry, mineralogy, and magma storage during the last 50 kyr at Okataina and Taupo volcanic centers, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *J Volcanol Geotherm Res* 148: 372-406
- Sosa-Ceballos G, Gardner JE, Siebe C, Macías JL (2012) A caldera-forming eruption ~14, 100 14C yr BP at Popocatepetl volcano, México: Insights from eruption dynamics and magma mixing. *J Volcanol Geotherm Res* 213-214:27-40
- Sparks RS, Sigurdsson H, Wilson L (1977) Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature* 267: 315-318
- Sparks RSJ (1978) The dynamics of bubble formation and growth in magmas: A review and analysis. *J Volcanol Geotherm Res* 3:1-37
- Straub SM, Goldstein SL, Class C, Schmidt A, Gomez-Tuena A (2010) Slab and mantle controls on the Sr-Nd-Pb-Hf isotope evolution of the post 42 Ma Izu-Bonin volcanic arc. *J Petrol* 51 (5): 993-1026
- Sulpizio R (2005) Three empirical methods for the calculation of distal volume of tephra-fall deposits. *J Volcanol Geotherm Res* 145:315-336

- Sun SS, McDonough WF (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts-implications for mantle composition and process. In: Saunders AD, Norry MJ (Eds.) *Magmatism in the ocean basins: Geol Soc Lon Spec Publ 42*, pp. 313-345
- Takahashi T, Hirahara Y, Miyazaki T, Senda R, Chang Q, Kimura JI, Tatsumi Y (2013) Primary magmas at the volcanic front of the NE Japan arc: Coeval eruption of crustal low-K tholeiitic and mantle-derived medium-K cal-alkaline basalts at Azuma volcano. *J Petrol 54* (1): 103-148
- Valdez G, Aranda-Gómez JJ, Ortega- Rivera A (2011) Geoquímica y petrología del campo volcánico de Ocampo, Coahuila, México. *Bol Soc Geol Mex 63* (2): 235-252
- Walther CHE, Flueh ER, Ranero CR, von Huene R, Strauch W (2000) Crustal structure across the Pacific margin of Nicaragua: Evidence for ophiolitic basement and a shallow mantle sliver. *Geophys J Int 141*:759-777
- Wehrmann H, Bonadonna C, Freundt A, Houghton BF, Kutterolf S (2006) Fontana Tephra: a basaltic Plinian eruption in Nicaragua. In: Rose, WI, Bluth GJS, Carr MJ, Ewert J, Patino LC, Vallance JW (Eds.), *Volcanic Hazards in Central America: Geol. Soc. Am. Spec. Publ*, pp. 209-223
- Wilson L (1976) Explosive volcanic eruptions-III. Plinian eruption columns. *Geophys J Res Astron Soc 45*:543-556
- Wilson L, Walker GPL (1987) Explosive volcanic eruptions-VI. Ejecta dispersal in plinian eruptions: the control of eruption conditions and atmospheric properties. *Geophys J Res Astron Soc 89*:657-679

“Las palabras de los poderosos tal vez prevalezcan en otras esferas de la experiencia humana, pero la ciencia lo único que cuenta es la evidencia y la lógica del argumento mismo.” [N. deGrasse Tyson]