

Analises de elemento mayores, menores, trazas y tierras raras de los basaltos de Volcan Pacaya, Guatemala: desde 1961 hasta 2021.

Pooja Kshirsagar¹, Moisés Sánchez Gómez¹, Andrea Arciga Morales¹, Natalia Gutiérrez Rojo¹, Miguel Angel de León², Carla Gordilla de la Marchena², Maria de Jesus Puy y Alquiza¹, Raul Miranda-Avilés¹, Sanjeet Kumar Verma³, Máximo Andres Fonseca Moreno¹

¹Departamento de Ingenierías en Minas, Metalurgia y Geología, División de Ingenierías, Universidad de Guanajuato, Ex hacienda de San Matías S/N, San Javier, C.P 36020 Guanajuato, Gto. México

²Centro de Estudios Superiores de Energía y Minas, Universidad de San Carlos de Guatemala, 11 Avenida, C.P 01012, Ciudad de Guatemala, Guatemala.

³Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C, Cam. A la presa de San José 2055, Lomas 4ta secc. C.P. 78216, San Luis, S.L.P., México
pv.kshirsagar@ugto.mx

Resumen

En el presente estudio, realizamos análisis geoquímica de 16 muestras de lavas generadas desde el cono Mackenney del Volcán de Pacaya, desde 1961 hasta el 2021. Datos de elementos mayores muestra que la mayoría de las lavas son basaltos-andesita a basalto-traquiandesitas en composición, excepto a 2021M1 que tiene la composición tefrita-basanita, curiosamente distinta. Las lavas se pueden clasificar entre cinco grupos, que contiene dos grupos extremos de calco alcalina (resultado por el proceso de subducción) y el otro de tipo E-MORB (posiblemente derivado de tras arco., los demás grupos son mezclas de estos dos extremos. Elementos trazas y tierras raras confirman que las lavas de PRE60M1, 2014M1, 2018M1 Y 2021M1 son derivados de una configuración tectónica tipo MORB. Ambos extremos de magma se vienen de manto superficial, indicando una presencia de complejo de múltiple cámara magmática debajo del volcán. El estudio está en proceso y en el futuro requiere a realizar análisis isotópicos para mejorar el conocimiento de la patogénesis de las lavas.

Palabras clave: Basaltos, Erupción 1961, Pacaya, Guatemala, Subducción, BVF

1. Introducción

Pacaya es uno de los tres volcanes más activos de Guatemala junto con Fuego y Santiaguillo, y está situado a unos 30 km al sur de la Ciudad de Guatemala (Ciudad de Guatemala). El Volcán forma parte de un frente volcánico del Arco Volcánico Centroamericano (CAVA, *Central American Volcanic Arc en inglés*) de 1.100 km de longitud formado por la subducción de la placa de Cocos debajo de la placa del Caribe (Fig.1). DeMets (2001) muestra que la fosa de Guatemala tiene una tasa de convergencia variable de 7 y 9 cm/año en su parte norte y sureste, respectivamente.

Tectónicamente, el arco volcánico se divide principalmente en: el frente volcánico (VF, *Volcanic Front*), la segunda línea y el vulcanismo detrás del frente (BVF, *Behind Volcanic Front en Inglés*). El VF se compone de varias líneas estrechas de centros activos que se encuentran de 165 a 190 km tierra adentro hasta el eje de la Fosa Mesoamericana. Coincide con la zona sísmica poco profunda creada por fallas de rumbo laterales derechos paralelas a las líneas volcánicas y, por lo tanto, está asociada con fallas y grabens normales con tendencia N-S (Carr y Stoiber, 1977; White y Harlow, 1993; Walker, et al., 2011). La segunda línea muestra la ocurrencia esporádica de volcanes compuestos paralelos y 20 y 75 km detrás del frente volcánico. Dado que estos volcanes carecen de actividad histórica, se ignora en gran medida. El BVF se caracteriza por un vulcanismo de arco posterior muy extendido que se superpone a la segunda línea y se extiende hacia el frente volcánico. BVF se manifiesta en grupos de conos de escoria, pequeños escudos y campos de lava (por ejemplo, Ipala graben en Guatemala) que son en su mayoría de edad Holoceno. Geoquímicamente, la mayoría de las muestras de BVF tienen relaciones Ba/La en el rango de 15 a 45 (típico derivado del manto a la losa). También contiene Ti alto, lo que indica entradas de bajas a moderadas de la losa en subducción. (Carr et al., 2003).

Con respecto a la dinámica de subducción, el frente volcánico es una manifestación directa de la subducción de la placa de Cocos debajo de la placa del Caribe (Carr et al. 1982), mientras que el vulcanismo BVF muestra

una conexión más problemática con la subducción de Cocos: Según Stoiber y Catt, (1973), Wudge y Wooden (1982) y Carr et al. (1982), el vulcanismo BVF está muy por detrás del frente volcánico y está predominantemente relacionado con la segmentación de las placas de subducción y de superposición.

En Guatemala, el VF, la segunda línea y el BVF están superpuestos por varias características morfotectónicas que esencialmente dividen la región en cuatro zonas diferentes, debido a la rotación de los bloques de la corteza superior en el norte de Centroamérica (Fig. 1). La Zona I carece de tectónica extensional neógena, mientras que la Zona II está compuesta por un régimen extensional que provoca vulcanismo a gran escala en esta región. Las zonas I y II están separadas por el complejo de la caldera de Atitlán. La Zona III es una estructura de estilo de cuenca y rango y el movimiento principal es hacia el este, mientras que la Zona IV se caracteriza por cuencas separadas de arco paralelo (Burkart & Self, 1985). La zona II y la zona III están separadas por la falla Misto, que también corresponde al margen occidental del graben de Guatemala (Fig. 1), donde se encuentra la caldera colapsada de Amatitlán de 119-191 ka (Correa-Mora et al., 2009; Battaglia et al., 2018). El volcán Pacaya se encuentra en el borde sur de esta caldera y, por lo tanto, se encuentra en el límite de VF y BVF.

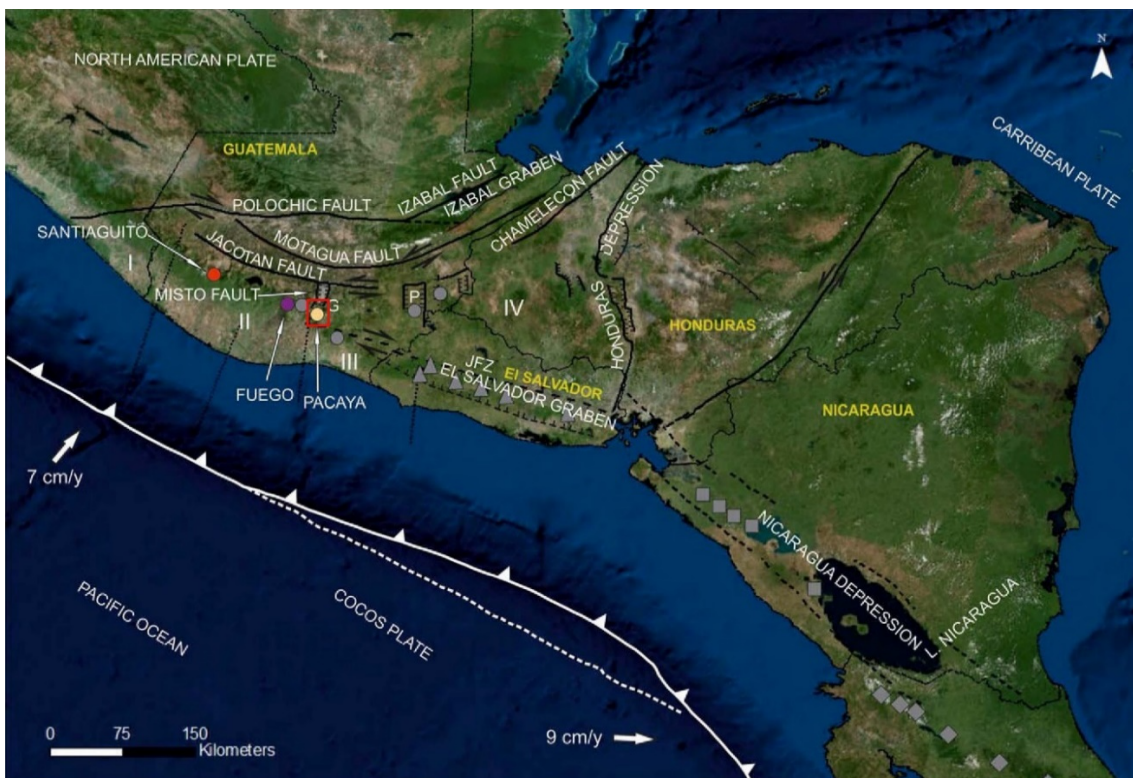


Figura 1. Mapa morfotectónico de América Central, que muestra la ubicación de los sistemas volcánicos activos discutidos en el texto. Los círculos rojos, morados y amarillos indican los volcanes Santiaguillo, Fuego y Pacaya (área de estudio dentro del cuadrado rojo), respectivamente. Los símbolos grises indican la posición de otros volcanes CAVA clave. Círculos: volcanes guatemaltecos; triángulos: volcanes de El Salvador; cuadrados: volcanes de Nicaragua; rombo: volcanes de Costa Rica. Los símbolos I, II, III, IV identifican las zonas morfotectónicas descritas en Burkart y Self (1985). P= Graben de Ipala; G= graben de Guatemala; JFZ= Zona de falla de Jalpatagua. Modificado de Battaglia et al., 2018.

El volcán es un complejo de varias formas cónicas que construye un relieve de elevación máxima de 2552 m sobre el nivel del mar (snm). Al estar inactivo por casi 200 años, retomó su actividad en 1961 (Rose et al, 2013) y formó el cono activo del Cerro Mackenney, llamado así por su más renombrado observador el Dr. Alfredo Mackenney de la Ciudad de Guatemala. La parte más antigua del complejo se caracteriza por tres cumbres: Cerro Chiquito (2460 m.s.n.m.) y Cerro Grande (2560 m.s.n.m.) y Cerro Chino (2260 m.s.n.m.) (Eggers, 1975), y dos fases de erupción de Pacaya Viejo y Pacaya (Fig. 2).

Cronológicamente, el Cerro Chiquito ($\sim 0.16 \pm 0.03$ Ma) se formó primero y se identifica como un domo silíceo de composición andesita-dacítica (Bardineff y Deniel, 1992), mientras que Cerro Grande, que inicialmente se identificó como un domo silíceo, fue modificado posteriormente. a un cono basáltico (Rose et al., 2013).

Sucesivamente, Pacaya Viejo está representado por un sitio de avalancha de escombros (0.6 km³) de alrededor de 400-2000 AP (Kitamura y Matias, 1995; Vallance et al., 1995). El colapso del Pacaya Viejo fue seguido por la formación de Cerro Chino, principalmente durante 1775. A diferencia de Cerro Chiquito, los flujos de lava de Cerro Chino son de composición basáltica (Eggers, 1971). La ocurrencia de magmas silícicos más antiguos dentro del complejo Pacaya puede vincularse al vulcanismo asociado al evento de formación de la caldera de Amatitlán, un centro silícico.

Los datos geoquímicos publicados por trabajadores anteriores (muy pocos) muestran que las lavas del cono de Mackenney desde 1961 son basaltos con alto contenido de alúmina y son geoquímicamente monótonas con contenidos de SiO₂ entre 50 y 52.5% en peso, y contenidos de MgO entre 3 y 5% en peso. Petrográficamente, estas lavas contienen prominentes fenocristales de plagioclasa y olivino y clinopiroxeno y minerales opacos muy pequeños (Bardinzeff y Deniel, 1992) que constituyen el 35-50% de la población de fenocristales. De los cuales los cristales de plagioclasa alcanzan ocasionalmente el tamaño de varios centímetros, lo que puede explicar la ligera variación del % en peso de CaO dentro de las lavas. Curiosamente, las lavas de Pacaya, desde 1961, tienen un % en peso de TiO₂ más alto en comparación con las lavas de otros volcanes de frente volcánico (como Fuego, Santa María, Agua), lo que refleja una influencia geoquímica de las lavas de arco posterior (Carr et al., 2003). La teoría puede confirmarse solo si las lavas del cono de Mackenney muestran concentraciones más altas de MgO, Nd, Sr, TiO₂ y elementos de tierras raras, relaciones más altas de La/Yb y Nb/Y, y más bajas de Ba/La, La/Nb, Ba/Relaciones Zr y Zr/Nb.

En el presente estudio, realizamos análisis geoquímicos (concentración de elementos mayores, menores, trazas y tierras raras) de 16 muestras de lava del cono de Mackenney desde 1961 hasta abril de 2021 para definir su petrogénesis, procesos del manto, condiciones de fusión y control tectónico en la generación de fusión. También buscamos evidencias geoquímicas sobre la participación de lavas de arco posterior en la formación del cono Mackenney del complejo Pacaya.

2. Actividad de Volcan Pacaya

Actualmente, el volcán está siendo monitoreado por el Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH), instrumentalmente a través de una estación sísmica de período corto y visualmente por el personal del Parque Nacional Volcán de Pacaya y Laguna de Calderas (PNVPLC). A pesar de su proximidad a la ciudad de Guatemala y el fácil acceso por carretera, se realizan muy pocas investigaciones sobre la historia eruptiva, los peligros y los recursos del volcán. Fue solo en 2012 que Matías Gómez y sus colaboradores presentaron por primera vez un mapa geológico bien elaborado del volcán Pacaya que representa el crecimiento del cono actual desde 1961-2010. Además, Rose et al., 2013 destaca la naturaleza de las actividades eruptivas en Pacaya desde 1961 hasta 2010, donde los autores afirman que desde 1961, la mayor parte de la masa nueva se agregó al flanco occidental del cono más antiguo de "Pacaya". El cono de Mackenney actual tenía inicialmente la forma de una protuberancia asimétrica que comenzó a crecer en 1965 dentro de un anfiteatro colapsado. El flanco oriental del volcán Pacaya más antiguo fue comparativamente menos modificado por fisuras esporádicas y erupciones de respiraderos. El volumen principal del cono actual está compuesto por flujos de lava pahoehoe y aa que emergieron de las erupciones de la cumbre y los flancos. Pocos flujos de lava de los flancos exteriores del volcán viajaron más de 5 km (por ejemplo, Cachajinas en 1961 y flujo de lava de mayo a junio de 2010 desde el flanco sur), amenazando a los pequeños pueblos que residen cerca del volcán. Además, el nuevo cono desencadenó importantes eventos productores de tefra durante 1986-88, enero-febrero de 2000, y el famoso evento del 27 de mayo de 2010 de Índice de Explosividad Volcánica (VEI) = 3 que provocó una columna de ceniza de 21 km de altura, que formó un alto manto de ceniza alargado con un volumen estimado de 1.3×10^7 m³ que se dispersó predominantemente hacia el norte, cubriendo la densamente poblada Ciudad de Guatemala bajo ~8 cm de ceniza y cerrando el principal aeropuerto internacional del país, La Aurora, durante 5 días consecutivos. La explosión también destruyó o dañó cerca de 800 casas en comunidades cercanas, lo que obligó a evacuar a unos 2000 residentes e hirió a 59 personas. Los registros muestran que una alta densidad de proyectiles balísticos (con suficiente masa y velocidad para perforar techos con una densidad de un pinchazo por metro cuadrado en algunos lugares) cayó sobre las aldeas y pueblos cercanos, particularmente aquellos 2.5-3.5 km al N del cono MacKenny (El Cedro, San Francisco de Sales y Calderas). Desde 2010, el cono Mackenney registró varios períodos cortos de actividad definidos por explosiones débiles y flujos de lava cortos. También desarrolló un pequeño cono piroclástico dentro de su cráter en la cumbre que creció sobre el borde del cráter durante diciembre de 2017. Hasta abril de 2019, el volcán continúa su actividad en menor escala (informes publicados en Global Vulcanism Program https://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=342110&vtab=Eruptions#bgvn_201705 y el sitio web del INSIVUMEH <https://insivumeh.gob.gt/productos/geofisica/vulcanologia/boletines-mensuales-de->

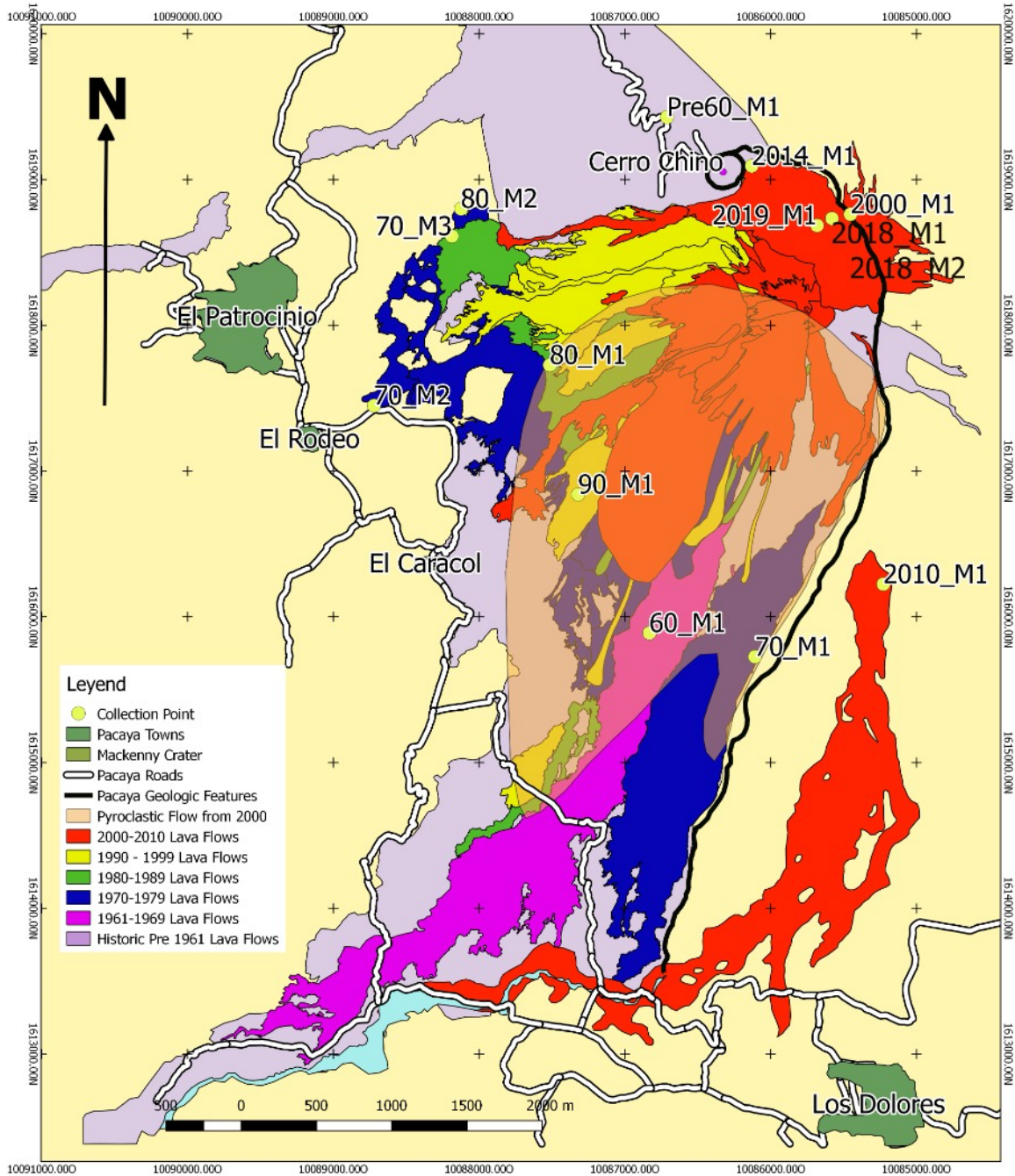


Figura 2. Mapa geológico simplificado del volcán Pacaya que muestra los flujos de lava desde antes de 1961 hasta abril de 2019. Muestra la falla principal que domina el lado norte y sureste del volcán. El mapa también muestra la ubicación del componente más antiguo del complejo Pacaya identificado como Cerro Chino. Las comunidades locales y las rutas de acceso también se muestran en la figura. Modificado desde Gómez et al., 2012.

volcanes, Sin embargo, visitas de campo recientes muestran un cambio significativo en la morfología superficial del cono, con expansión dramática de las fisuras y expulsión de gran volumen de lava desde la cumbre en el flanco norte (Fig. 3)



Figura 3: Collage de imagen de grieta (fisura) antes de después de erupción de 2020-2021.

En diciembre 2020 hasta mayo-junio 2021 el volcán empezó una actividad intensa con erupción estromboliana a vulcaniana en el cráter principal y produciendo flujos de lavas más de 3 kms a través de la fisura mencionado en Figura 3. Estos flujos de lavas se desbordaron en lado oeste, noroeste de volcán y destruyeron varios ranchos, cultivos y algunas casas del municipio San Vicente Pacaya.

Metodología

Colección de muestras:

Para tener una mejor perspectiva de la historia de la evolución, se recolectaron muestras representativas de los flujos de lava de cada década (desde 1961 hasta marzo de 2021). En algunos casos, se recolectaron dos muestras de diferentes flujos de lava del mismo año, para buscar similitudes o discrepancias en su contenido mineral y químico. Se realizaron un total de siete viajes de campo, de los cuales los tres primeros fueron principalmente de carácter reconocible. La selección de los flujos de lava se hizo con la ayuda del mapa geológico (Fig. 2) elaborado con los datos recopilados por la Universidad de Michigan y publicado en 2010 como "Notas en un mapa de 1961-2010 Erupciones del Volcán de Pacaya, Guatemala". La información incluye una recopilación de 249 flujos de lava identificados a través de fotografías aéreas, imágenes satelitales y observaciones de campo detalladas.

Las muestras del tamaño del puño de 2010_M1 (año_número de la muestra), 61_M1, 70_M1, 80_M1 y 90_M1 se recolectaron en enero de 2019, mientras que las muestras 2014_M1, pre60_M1, 2018_M1, 2018_M2 y 70_M2, 70_M3, 80_M2, 2019_M1 en febrero de 2019 y abril y 20 respectivamente. Finalmente muestras de ceniza de diciembre 2020C1 y muestras de lava 2021M1. A pesar del territorio áspero y dentado de los flujos de lava Aa que hace que sea imposible caminar sobre ellos, se recolectaron muestras de la parte proximal de los flujos de lava (ubicaciones que se muestran en un círculo amarillo en la Fig. 2).

Se recolectó un total de 16 muestras para realizar análisis geoquímicos de roca completa.

Geoquímica:

Las muestras fueron analizadas en dos ocasiones. En la primera ocasión, se analizaron 14 muestras desde PRE60M1 hasta 2019_M1. La concentración de elementos principales de 14 muestras se analizó mediante un espectrómetro Rigaku ZSX Primus II de fluorescencia de rayos X de dispersión de longitud de onda (WD-XRF) en el Instituto de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de San Luis Potosí, IPICYT (San Luis Potosí, México). Los procedimientos analíticos, exactitud y precisión fueron proporcionados por Verma et al. (2018, 2019). La pérdida por calcinación se calculó calentando polvos de roca a 950°C durante 2 horas. Los datos de elementos de traza y REE de rocas enteras se determinaron mediante espectrometría de masas ICP (ICP-MS) en la Universidad de Leicester, Reino Unido. Las muestras se prepararon usando un método estándar de digestión con HF-HNO₃. Se utilizaron dos estándares internacionales (JR-3 y BCR-1) para calibrar la calidad de los datos analíticos. La precisión analítica (2σ) y la exactitud se consideraron < 2 % para elementos traza. Se recolectó un total de 16 muestras para realizar análisis geoquímicos de roca completa.

En la segunda ocasión, se analizaron dos muestras (ceniza 2020C1 y lava 2021M1) de las actividades de 2021. Para los elementos mayores el análisis se llevó a cabo en el Laboratorio de Investigación y Caracterización de Minerales y Materiales de la UG y el CONACYT (LICAMM), mediante el equipo de fluorescencia de rayos X. Para los trazas y tierras raras los análisis se llevaron a cabo en el laboratorio ActLabs (Activation Laboratories) en Canadá acreditado según ISO 17025 con CAN-P-1579 para pruebas registradas específicas, los materiales geológicos que pueden analizarse incluyen rocas, suelos, materia orgánica, agua y minerales pesados. Las técnicas que se usaron fueron las de espectrometría de plasma inducido (ICP-TD) "Inductively Coupled Plasma" en un equipo Agilente 735, la técnica de activación neutrónica (INAA) "Instrumental Neutron Activation Analysis" y la técnica (FUS-MS).

Resultados y interpretación

Los datos geoquímicos de roca total obtenidos de las lavas de cono de McKenney del volcán Pacaya ayudarán a mejorar el conocimiento del proceso de generación de magma, su profundidad, papel de subducción y/o de la caldera de tras arco y eso en futuro ayudará a entender el patrón de volcán, en el caso de que si tiene uno.

Las muestras de este estudio fueron comparadas con datos geoquímicos de estratovolcanes de VF como Acatenango, Agua, Amatiitlan, Santiaguito y los de tras arco. Datos geoquímicos de Pacaya ya publicados también se tomaron en cuenta.

Elementos mayores:

En el diagrama Figura 4A de TAS (Total Alkali-Silica, LeBas et al., 1986) se puede ver que mayoría de muestras son basaltos, basaltos andesítica y basalto-traquiandesitas en composición con SiO₂=47.20-54.00 % de peso y Na₂O+K₂O=3.5-5.5 % de peso, excepto a muestra 2021M1 que es una tefrita, basanita en composición con SiO₂=49.10% de peso y Na₂O+K₂O= 7.0 % peso. Esta observación es de gran importancia porque desde 1961 hasta 2021 el cono de Mackenney nunca ha tenido una roca de esta composición. Las muestras que quedan en la zona de sub-alcalina, (Fig. 4b, Alkali, Feo-MgO, Irvine y Baragar, 1971) se quedan en el límite de magma toleíticas y calco-alcalina, excepto a muestra 2021M1. También se puede distinguir dos diferentes grupos de magmas, uno más evolucionado y el otro más básico.

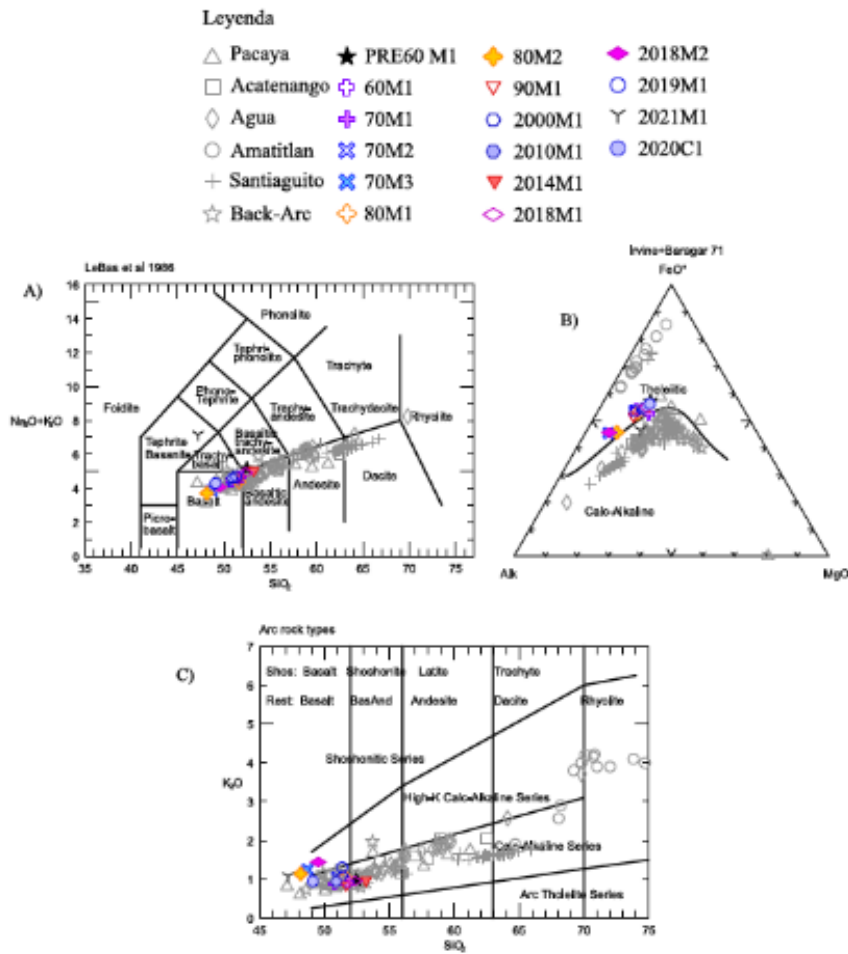


Figura 4a. Total Alkali-Silica (TAS) diagrama de LeBas et al., 1986; b. Alkali-FeO-MgO diagrama de Irvine y Baragar, 1971; c. SiO₂ vs K₂O diagrama de Perccillo y Taylor.

Los diagramas bivariados de Harker muestra cinco diferentes grupos de magmas involucrados:

Grupo 1: La lava de PRE60M1 contiene baja concentración de Al₂O₃ y CaO, alta de MgO, FeO, TiO₂, Na₂O. Las

Grupo 2: Las lavas de 80M2, 70M3 Y 2018M2 contienen alta concentración de Al₂O₃ y CaO, baja concentración de MgO, FeO, TiO₂, Na₂O. este grupo también fue reconocido en el diagrama de AFM en Figure 4B.

Grupo 3: Lavas de 2014M1 Y 2018M1 contienen similar concentración como PRE60M1 y podremos considerar magmas derivadas de misma cámara magmática.

Grupo 4: Lavas de 60M1, 70M1, 70M2, 80M1, 90M1, 2000M1, 2010M1, 2019M1 contienen intermedia concentración de Al₂O₃ y CaO, alta de MgO, FeO, TiO₂, Na₂O. sus rangos se delimitan entre grupo 1 y grupo 2. Eso implica mezcla de dos tipos de magmas.

Grupo 5: Lava de 2021M1 es extremadamente distinta en comparación de todos los grupos mencionado arriba. La muestra tiene intermedia concentración de Al₂O₃ y CaO, Alto de MgO, FeO, TiO₂, Na₂O

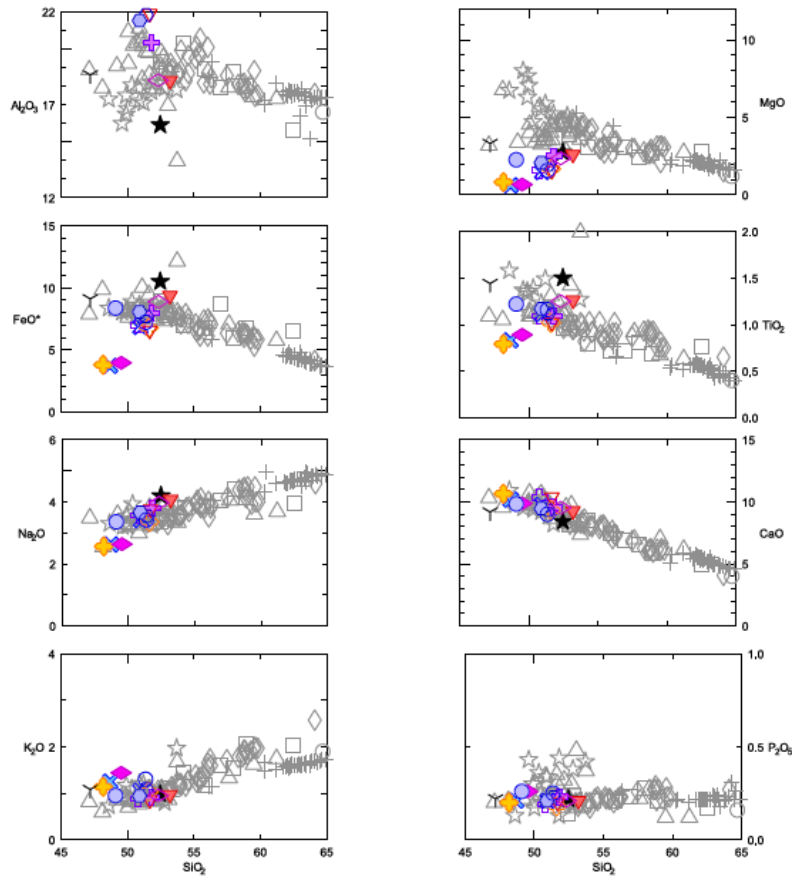


Figure 5. Diagrama de SiO₂ vs óxidos de elementos mayores.

En general las muestras de Pacaya se quedan entre las muestras de VF y de BVF, eso indica que las lavas de Pacaya pueden tener la influencia de tras arco.

Elementos trazas y tierras raras:

Los datos de trazas y tierras raras se utilizaron para realizar diagramas multielemental (spidergrams, Fig.6 a y b, normalizado por manto primitivo, Sun y McDonough, 1989) donde las muestras de pacaya se fueron comparadas con los de datos de Pacaya ya publicados y los de BV. El diagrama muestra que las lavas de presente estudio son calcoalcalino debido a su anomalía negativa de Nb y Ta. Los picos altos de Pb indica involucramiento de poca cantidad de contaminación por parte de corteza continental. Se puede ver que hay dos grupos de magmas, unos con alta concentración de Ti indican involucramiento de magmas de BVF.

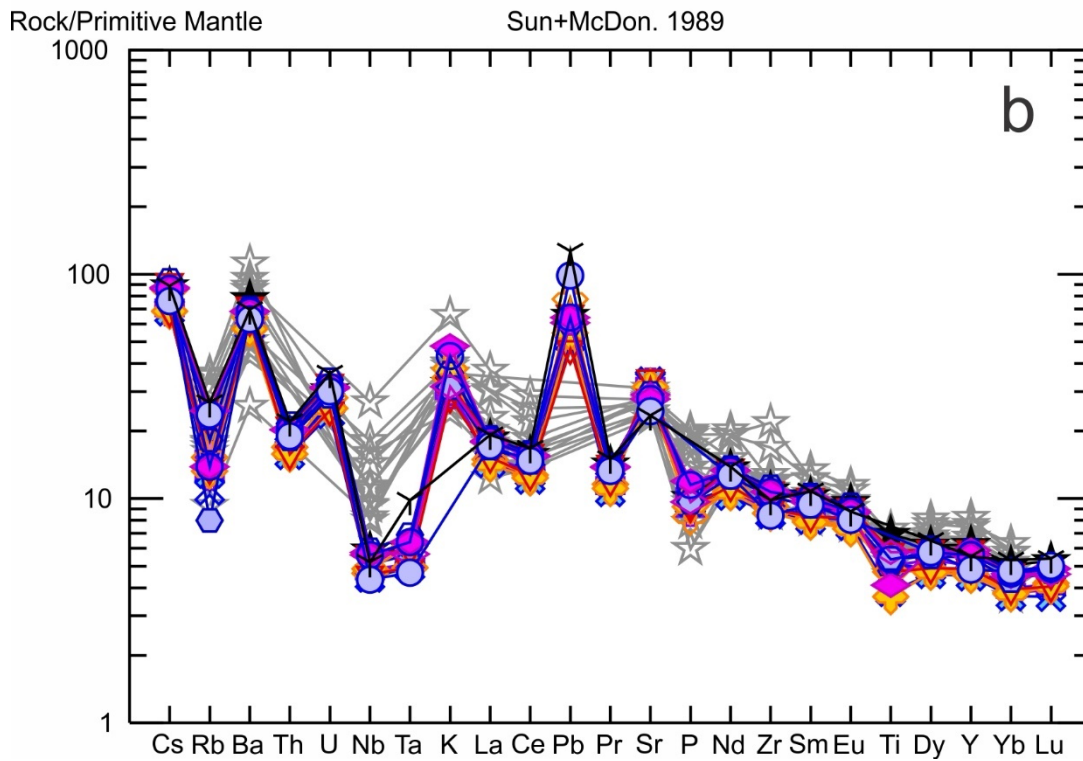
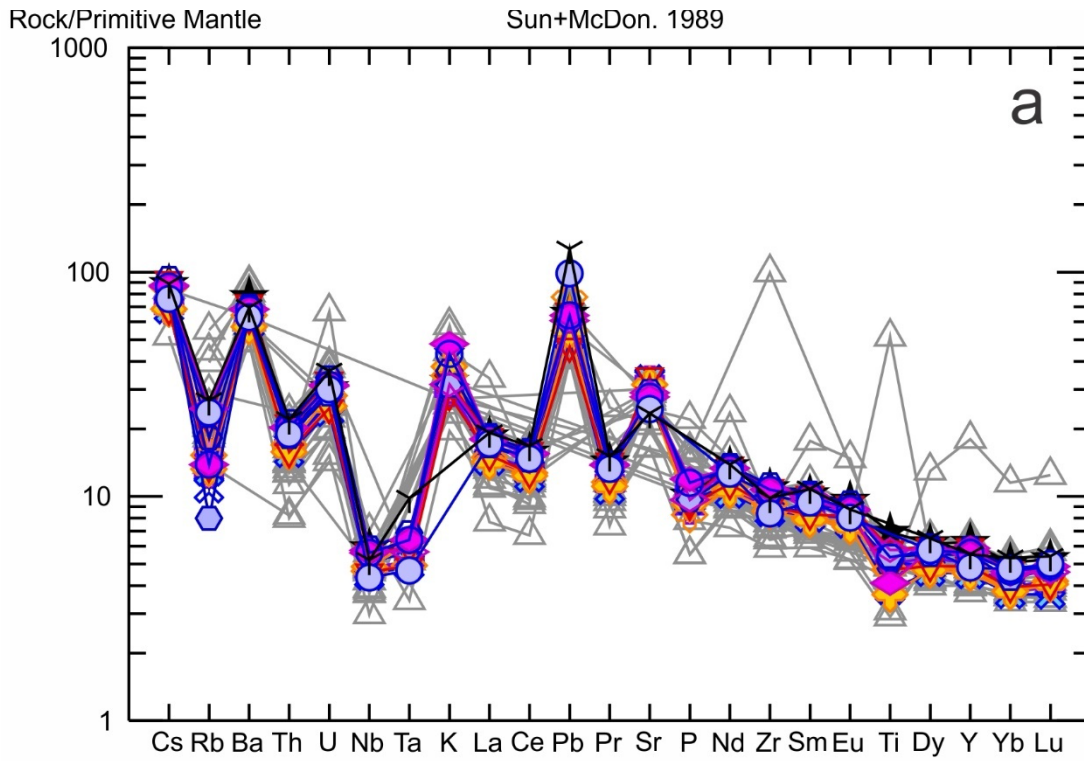


Figura 6a y b. Diagrama multielemental de muestras de pacaya normalizada por manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) comparados con los datos publicados de Pacaya y de BVF.

En Figura 7 se muestra varios diagrama ternaria y bi-variada donde se utilizan elementos de trazas y tierras raras para clasificar los tipos de basaltos que encuentran en el Cono de Mackenney. En Fig7b se puede ver que las muestras PRE60M1, 2014M1, 2018M1 Y 2021M1 quedan en la zona de MORB y demuestran las posibilidades de contribución de trasarco.

Leyenda

△ Pacaya	★ PRE60 M1	◆ 80M2	◆ 2018M2
□ Acatenango	⊕ 60M1	▽ 90M1	○ 2019M1
◇ Agua	⊕ 70M1	○ 2000M1	∇ 2021M1
○ Amatitlan	⊗ 70M2	● 2010M1	● 2020C1
+ Santiaguito	⊗ 70M3	▽ 2014M1	
☆ Back-Arc	⊕ 80M1	◇ 2018M1	

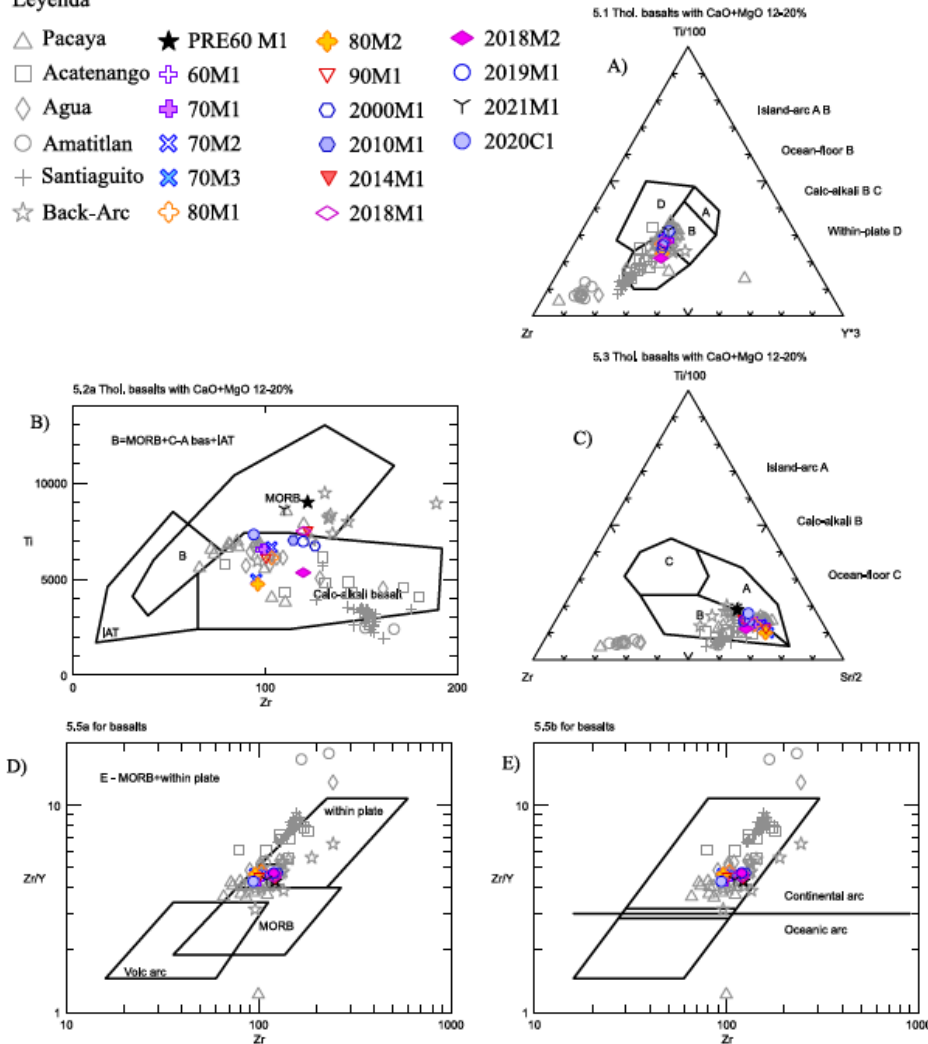


Figura 7a. Diagrama ternaria de Zr-Ti/100-Y³ por Pearce y Cann, 1973 clasificando las rocas toleíticas con CaO+Mg= 12-25% basado de la configuración tectónica; 7b. Diagrama bi-variada de Zr vs Ti por Pearce y Cann, 1973 para clasificar las rocas de tipo dorsales, calco-alcaldas, toleíticas de arcos de islas; 7c. Diagrama ternaria de Zr-Ti-Sr por Pearce y Cann, 1973 para clasificar las magmas entre arcos de islas, calco-alcaldas y piso oceánico; 7d y e. Diagrama Bi-variada de Zr/y vs Zr por Pearce y Morry, 1979 y Pearce, 1983 para clasificar las magmas entre Arco volcanico, dorsales, dentro de placas y magmas de arco continental y oceánico respectivamente.

Algo parecido se parece en el Figura 8b y c donde estas mismas muestras quedan en la zona de BAB-MORB, sobrepuesto o cerca de las zonas de las muestras de BVF. Los datos implican que hay dos tipos de magmas: Calcoalcalina y el otro derivado por la mezcla de magmas de BVF (tras arco) de caldera de Atitlan. Figura 9 indica que ambos magmas se generan en la zona de spinel peridotita indicando

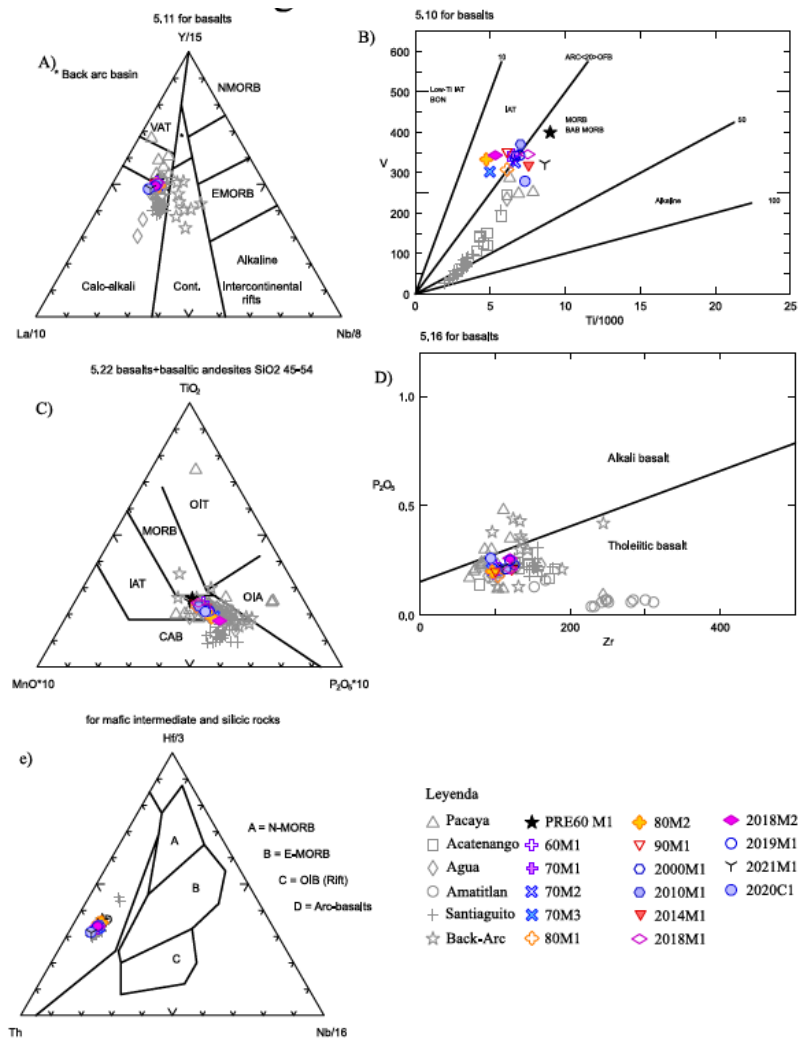


Figura 8a-e: Diagramas Bi-variadas y ternaria para clasificar la configuración tectónica.

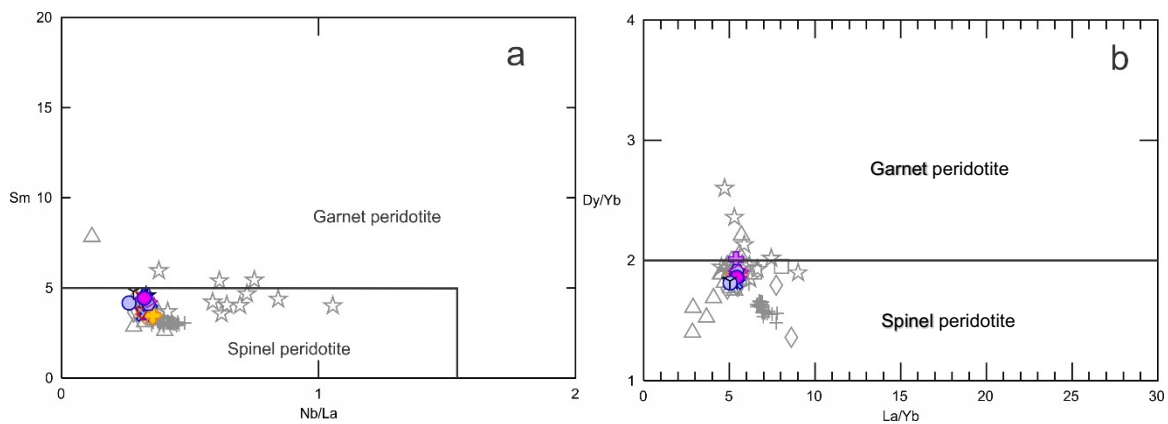


Figure 9a & b: Diagrama bi-variada de Sm-Nb-La y Dy-Yb-La para determinar la zona de producción de magma modificado desde Jung et al., 2006.

Discusión y Conclusión:

En este estudio tomamos en consideración 16 muestras de lavas de cono Mackenney desde 1961 hasta el 2021, que muestran que la mayoría de las lavas son basaltos andesita a basalto traquiandesitas en composición, excepto a 20201M1, con la composición tefrita-basanita, que está asociado con una actividad mas violenta y apertura de una nueva fisura en el flanco sur del volcan. Los magmas en general tienen dos tipos de magmas, la mayoría son calco-alcalina en composición y algunas son tipo E-MORB. Eso indica que el volcan, como esta ubicado entre el VF y BVF tiene magmas generado por subducción y por extensión de tras arco (manifestado como caldera de Amatitlán) Diagramas de Harker demuestra que hay cierta cantidad de mezcla de estos dos tipos de magma.

Para mejorar el conocimiento de patogénesis, es importante a realizar analisis isotópicos en futuro. Por el momento el volcan está controlado por múltiple cámara magmáticas y despues de la actividad de 2021 ha cambiado su composición de la manera drástica que tambien cambiara el estilo de erupciones (de estromboliana a vulcaniana) en el futuro cercano.

Referencias

- Aiuppa, A., Federico, C., Giudice, G., & Gurrieri, S. (2005). Chemical mapping of a fumarolic field: La Fossa Crater, Vulcano Island (Aeolian Islands, Italy). *Geophysical Research Letters*, 32, L13309. <https://doi.org/10.1029/2005GL023207>.
- Bardintzeff, J.-M., and Deniel, C. (1992). Magmatic evolution of Pacaya and cerro Chiquito volcanological complex, Guatemala. *Bulletin of Volcanology*, 54(4), 267-283.
- Battaglia, A., Bitetto, M., Aiuppa, A., Rizzo, A.L., Chigna, G., Watson, I. M., et al. (2018). The magmatic gas signature of Pacaya Volcano, with implications for the volcanic CO₂ flux from Guatemala. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19, 667-692. <https://doi.org/10.1002/2017GC007238>
- Burkart, B., & Self, S. (1985). Extension and rotation of crustal blocks in northern Central America and effect on the volcanic arc. *Geology*, 13, 22-26.
- Carr, M. J., and Stoiber, R. E. (1977). Geologic setting of some destructive earthquakes in Central America. *Geological Society of America Bulletin*, 88(1): 151-156.
- Carr, M. J. (1984). Symmetrical and segmented variation of physical and geochemical characteristics of the Central American volcanic front. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20(3-4), 231-252.
- Carr, M. J., & Feigenson, M. D., & Bennett, E. A. (1990). Incompatible element and isotopic evidence for tectonic control of source mixing and melt extraction along the Central American arc. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 105(4), 369-380.
- Carr, M. J., M. D. Feigenson, L. C. Patino, and J. A. Walker (2003), *Volcanism and geochemistry in Central America: Progress and problems*, in *Inside the Subduction Factory*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 138, edited by J. Eiler, pp. 153-179, AGU, Washington, D. C.
- Cabanis B.; Lecolle M. (1989). Le diagramme La/10-Y/15- Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustales. *Comptes Rendus de l'Academie de Sciences de Paris série II* 309: 2023-2029.
- DeMets , C. (2001). A new estimate for present- day Cocos-Caribbean plate motion: Implication for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters*, 28(21), 4043-4047.

- Eggers A. A. (1971), The geology and petrology of the Amatitlán quadrangle, Guatemala (Ph. D. dissertation, 221 p.). Hanover, NH: Dartmouth College.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. (1971): A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks.- Canadian Journal of Earth Sciences 8, p. 523-548.
- Lanza, F., and Waite, G. P. (2018). A nonlinear approach to assess network performance for moment-tensor studies of long-period signals in volcanic settings. *Geophysical Journal International*, 215, 13521367. doi: 10.1093/gji/ggy338
- Le Bas, M. J., R. W. Le Maitre, A. Streckeisen, and B. A. Zanettin (1986), Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Leeman, W. P., Carr, M. J., & Morris, J. D. (1994). Boron geochemistry of the Central American Volcanic Arc: Constraints on the genesis of subduction-related magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(1), 149-168.
- Matías Gómez, R. O., Rose, W. I., Palma, J. L., and Escobar-Wolf, R. (2012). Notes on a map of the 1961–2010 eruptions of Volcán de Pacaya, Guatemala (Digital Map Chart Ser. 10). Boulder, CO: Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/2012.DMCH010>.
- Morris, J. D., Leeman, W. P., & Tera, F. (1990). The subducted component in island arc lavas: Constraints from Be isotopes and B-Be systematics. *Nature*, 344(6261), 31-36. <https://doi.org/10.1038/344031a0>.
- Patino, L. C., Carr, M. J., & Feigenson, M. D. (2000). Local and regional variations in Central American arc lavas controlled by variations in subducted sediment input. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138(3), 265-283.
- Peccerillo A. and Taylor S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kestamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-91.
- Rose, W.I., Palma, J.L., Escobar Wolf, R., and Matías Gomez, R.O. (2013) A 50 yr eruption of a basaltic composite cone: Pacaya, Guatemala, in Rose, W.I., Palma, J.L., Delgado Granados, H., and Varley, N., eds., *Understanding Open-Vent Volcanism and Related Hazards: Geological Society of America Special Paper 498*, p. 1-21, doi:10.1130/2013.2498(01).
- Schaefer, L. N., Oommen, T., Corazzato, C., Tibaldi, A., & Rose, W. I. (2012), Numerical modeling of volcanic slope instability and related hazards at Pacaya Volcano, Guatemala. In *46th US Rock Mechanics. Geomechanics Symposium 2012 (Vol. 4, pp. 2844-2851)*. Berlin Heidelberg
- Shervais, J.W. (1982). Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 101-118.
- Shinohara, H. (2005). A new technique to estimate volcanic gas composition: Plume measurements with a portable multi-sensor system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 143(4), 319-333.
- Sun, S.-S., and W. F. McDonough (1989), Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, in *Magmatism in the Ocean Basins*, edited by A. D. Saunders and M. J. Norry, pp. 313-345, Geological Society of London, London.

- Syracuse, E. M., & Abers, G. A. (2006). Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7, Q05017 <https://doi.org/10.1029/2005GC001045>.
- Verma, S.P., Rivera-Gomez, M.A., 2013. Computer programs for the classification and nomenclature of igneous rocks. *Episodes* 36, 115-124.
- Walker, J. A., Patino, L. C., Carr, M. J., & Feigenson, M. D. (2001). Slab control over HFSE depletions in central Nicaragua. *Earth and Planetary Science Letters*, 192(4), 533-543.
- Walker, J. A., Roggensack, K., Patino, L. C., Cameron, B. I., & Matias, O. (2003). The water and trace element contents of melt inclusions across an active subduction zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146(1), 62-77.
- Walker, J. A., Mickelson, J. E., Thomas, R. B., Patino, L. C., Cameron, B., Carr, M. J., et al. (2007). U series disequilibria in Guatemalan lavas, crustal contamination, and implications for magma genesis along the Central American subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, 112, B06205 <https://doi.org/10.1029/2006JB004589>.
- Walker, J. A., Teipel, A. P., Ryan, J. G., & Syracuse, E. (2009). Light elements and Li isotopes across the northern portion of the Central American subduction zone. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10, Q06S16. <https://doi.org/10.1029/2009GC002414>.
- White, R. A. and Harlow D. H. (1993). Destructive upper-crustal earthquakes in Central America since 1900. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 83,1115-1142.
- Wunderman, R. L., & Rose, W. I. (1984). Amatitlán, an actively resurging caldera 10 km south of Guatemala City. *Journal of Geophysical Research*, 89(B10), 8525-8539.