

Universidad Nacional Autónoma de México

Posgrado en Ciencias de la Tierra

Instituto de Geofísica



**Historia eruptiva, volúmenes emitidos y composición geoquímica e isotópica
(sistemas Nd, Sr y Pb) del Volcán Ceboruco y edificios monogenéticos
contiguos, Estado de Nayarit, México.**

Tesis

Para obtener el grado de

Doctor en Ciencias de la Tierra (Vulcanología)

Presentada por

Katrin Sieron

México, D.F.

2009

AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer en primera instancia al Posgrado de la UNAM que me brindó una beca e hizo posible realizar este trabajo en México. Los costos de laboratorio y gastos de trabajo de campo fueron sufragados por recursos de DGAPA-UNAM y CONACyTA asignados a mi tutor. Quiero dar las gracias a mi tutor Claus Siebe por su meticulosa corrección de este trabajo, así como otros trabajos a lo largo de mis estudios y por sus constantes “empujones” que incidieron en la superación de mi desempeño profesional. También quiero agradecer a los otros dos miembros de mi comité tutorial, Peter Schaaf y J.L. Macías por su apoyo y consejos a lo largo de los años. Muchas gracias a todas las personas que me brindaron su ayuda técnica, su paciencia y amabilidad durante los trabajos en los laboratorios. Entre ellos, quiero mencionar especialmente a Gabriela Solís quién aparte de brindarme su ayuda técnica incalculable, hizo que mi estancia en el laboratorio del LUGIS fuera muy agradable. También quiero dar las gracias a Teodoro Hernández y Diego Aparicio que con mucha paciencia me explicaron todos los procedimientos necesarios para la preparación de muestras para análisis isotópicos y la elaboración de láminas delgadas, respectivamente. Gracias a mis sinodales y entre ellos especialmente a Lorenzo Vázquez, quién me ayudó con mucha amabilidad y también a su estudiante Osvaldo Franco por su amable ayuda. Aprendí mucho sobre Sistemas de Información Geográfica gracias a Celia López. Sin ella, mi trabajo no incluiría mapas tan bien elaborados. Muchas gracias a Ignacio Hernández y Teresa Scolamacchia por acompañarme y ayudarme en campo y por su amistad. También estoy muy agradecida con Patricia Julio por ser buena amiga y sus meticulosas revisiones de mis primeros escritos en Español. Gracias a Renato Castro por las interesantes discusiones y comentarios, a Lilia Arana que nunca dudó en ayudarme y hacerme la vida más fácil en varias ocasiones. Gracias a todos mis amigos y amigas que finalmente fueron uno de los factores más importantes para lograr cualquier propósito. Por último, y no menos importante, sino al contrario: Gracias a mis padres Margret y Wolf-Rüdiger Sieron, sin quienes no hubiera llegado hasta donde estoy!

Parte II:	<i>Composición geoquímica e isotópica (sistemas Nd, Sr y Pb)</i>	87
	<i>del Volcán Ceboruco y edificios monogenéticos</i>	
II 1	Geoquímica y petrografía	87
II 1.1	Metodología	87
II 1.1.1	Análisis petrográfico	87
II 1.1.2	Análisis geoquímico	88
II 1.1.3	Análisis isotópico (Sr, Nd y Pb)	88
II 1.2	Petrografía	93
II 1.2.1	Volcán Ceboruco	97
II 1.2.2	Conos de escoria	100
II 1.2.3	Domos de lava	102
II 1.3	Geoquímica	112
II 1.3.1	Elementos mayores	112
II 1.3.2	Elementos traza	119
II 1.4	Isotopía (sistemas de Sr, Nd y Pb)	124
II 2	Discusión	132
II 3	Conclusiones	138
	Referencias	140

RESUMEN

Trece nuevos fechamientos por radiocarbono permitieron reconstruir la historia eruptiva del Ceboruco. Seis de ellos confirman y restringen aún más la edad de la importante erupción pliniana “Jala”, la cual ocurrió hace 1060 ± 55 años AP. Se obtuvo una edad calibrada de A.D. 990-1020 como mejor rango de traslape para todos los fechamientos de esta erupción. Fragmentos de cerámica prehispánica, encontrados directamente debajo del depósito de pómez indican que el área estaba habitada por poblaciones humanas que presenciaron la erupción. Por ello, esta edad representa un marcador de tiempo importante en esta región: un área de $>560 \text{ km}^2$ fue devastado y cubierto por un depósito de pómez y ceniza con un grosor de $>50 \text{ cm}$. Después de la erupción Jala (VEI=6), al menos siete flujos de lava y varios domos de lava de pequeño volumen fueron emplazados en el cráter y los flancos del Ceboruco. La consulta de documentos históricos permitió concluir que la mayoría de estas erupciones ocurrieron mucho antes de la llegada de los conquistadores Españoles al área en el año de 1528. La última erupción histórica del Ceboruco (1870-1872) produjo un flujo de lava viscoso de composición dacítica, que recorrió una distancia de 7 km. Su emplazamiento fue acompañado por actividad de flujos de bloques y ceniza y caída de cenizas. Debido a que la repetición futura de tal tipo de erupción pondría en peligro a la población cercana interrumpiendo seriamente la vida cotidiana, una compilación detallada de las observaciones por testigos oculares vertidas en todo tipo de documentos, así como de dibujos y gráficas se proveen y discuten en el presente trabajo.

Varios de los edificios monogenéticos aledaños han sido fechados previamente por otros autores usando los métodos de K-Ar y Ar-Ar. Debido a que estos métodos de fechamiento no son adecuados para rocas muy jóvenes, en el presente trabajo se fecharon también por radiocarbono varios edificios monogenéticos de edad holocénica localizados en la zona de estudio. Estos fechamientos junto con un mapeo geológico permitieron calcular tasas de erupción e intervalos de recurrencia de los diferentes tipos de erupciones. De acuerdo con esto, un flujo andesítico/dacítico (acompañado por actividad de flujos de bloques y ceniza) fue emitido cada 143 años en promedio durante los últimos 1000 años. Por otro lado, han ocurrido erupciones monogenéticas que construyen un cono de escoria o un domo de lava en el área cercana al Ceboruco cada 1000 años durante el Holoceno. Durante el período entre 1000 y 1500 DC, el Ceboruco experimentó una actividad aumentada, que produjo primero una erupción riodacítica pliniana ($3-4 \text{ km}^3$ DRE), seguida por el emplazamiento de seis flujos de lava andesíticos/dacíticos con un volumen total de $3-4 \text{ km}^3$. Todo esto indica que la región del

Ceboruco es una de las zonas volcánicamente más activas del Cinturón Volcánico Mexicano. Como consecuencia de ello, en el próximo futuro se debiera elaborar un mapa de peligros entre varias otras medidas preventivas necesarias para reducir el riesgo en caso de actividad volcánica renovada.

Estudios petrográficos revelaron que las lavas andesíticas a dacíticas del Ceboruco son porfídicas y muestran asociaciones de cristales de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, olivino y óxidos y una menor ocurrencia de hornblenda y biotita. Las rocas de los conos de escoria muestran las composiciones más máficas del área, que varían de andesita basáltica a andesítica. Las rocas de los domos silíceos tienen composiciones dacíticas a riolíticas. Las observaciones petrográficas permiten suponer una formación de las rocas dominada por cristalización fraccionada. Primero ocurrió la cristalización de olivino y clinopiroxeno, posteriormente la de plagioclasa y apatito, luego ortopiroxenos, y finalmente hornblenda y biotita. El cristal más abundante en todos los productos encontrados en la zona de estudio es la plagioclasa que se presenta en varias generaciones, de las cuales la primera mayoritariamente muestra estructuras de desequilibrio (fenómeno que también se puede observar en los piroxenos), que ocurren especialmente en las primeras generaciones. Ésto sugiere una repetida inyección de magma máfico en cámaras magmáticas someras silíceas en el caso del Ceboruco y domos monogenéticos cercanos. Químicamente, todas las rocas volcánicas del graben Ceboruco corresponden a la serie calcalina. Las rocas en general, muestran características de volcanismo de arco como lo son sus patrones de fraccionamiento de las tierras raras y elementos incompatibles enriquecidos.

Las características químicas, junto con valores isotópicos de Sr, Nd y Pb indican la existencia de tres grupos de composiciones originales distintas en la zona de estudio, que se caracterizan por valores isotópicos iniciales diferentes, lo que sugiere la existencia de heterogeneidades en el manto superior. Estos tres grupos de composiciones están confinados a distintas regiones geográficas dentro del graben y comprenden el volcán Ceboruco y los edificios parásitos, edificios monogenéticos al SE y edificios al NW del Ceboruco.

Las relaciones isotópicas (Sr, Nd y Pb) de los productos del Ceboruco y de los volcanes monogenéticos en la zona indican una formación de magmas a partir de un manto litosférico empobrecido. Estos magmas atravesaron una corteza de ca. 30 km de grosor, la cual es relativamente joven y por ello su probable asimilación no modificó considerablemente los valores isotópicos. Análisis isotópicos de los posibles contaminantes en niveles superiores de la

corteza, que son los bloques adyacentes al Graben Ceboruco (Sierra Madres Occidental y Bloque Jalisco como parte del terreno Guerrero) revelaron una probable contaminación por rocas pertenecientes al Bloque Jalisco.

Los valores isotópicos del Ceboruco se compararon con los de otros estratovolcanes del CVM, y se encontró que el Ceboruco muestra valores similares a la mayoría de los volcanes del occidente del CVM que residen sobre una corteza con un mismo tipo de basamento con grosores comparables. De igual manera, se pueden distinguir otros dos grupos de volcanes distribuidos a lo largo del CVM. Uno, con valores isotópicos menos modificados que el grupo al cual pertenece el Ceboruco y otro con valores más modificados. Además, se encontró que el Ceboruco, al igual que cada estratovolcán del CVM, tiene una firma isotópica específica y única, al contrario de los campos de edificios monogenéticos, que presentan firmas más erráticas con un amplio rango de distribución.

ABSTRACT

More than a dozen new radiocarbon dates reconstruct the eruptive history of Ceboruco volcano. Six of these further constrain previous results for the important plinian Jala eruption, which occurred near 1060 ± 55 y. BP. A calibrated radiocarbon age of A.D. 990-1020 was obtained as best overlap range for all samples. Pottery fragments found directly underneath the pumice deposit indicate that this area was inhabited by human populations that witnessed the eruption. This age therefore represents an important time marker in the prehistory of this region, because an area of $>560 \text{ km}^2$ was devastated and covered by a thickness of >50 cm of pumice and ash fallout. After the prominent Jala eruption (VEI=6), at least seven major lava flows and several smaller domes were issued from Ceboruco's crater. Analysis of historical documents allows to conclude that most of these eruptions took place well before the arrival of the Spanish conquerors to this area in 1528. Ceboruco's last historic eruption (1870-1872) produced a ca. 7 km long viscous dacite lava flow. Its emplacement was accompanied by block-and-ash flow activity and deposition of ash fallout. Because a repeat of such an eruption in the future would seriously endanger the nearby population and disrupt important life-lines, a detailed discussion of eyewitness accounts and other documents, including drawings and paintings is provided.

Several surrounding monogenetic vents were previously dated by others using the K-Ar and the Ar-Ar methods. Because these dating methods are often not suitable for very young rocks, we also dated several Holocene monogenetic vents by the radiocarbon method. These dates together with geologic mapping allowed calculating eruption rates and recurrence intervals of different types of eruptions. Accordingly, an andesite/dacite lava flow (accompanied by block-and-ash flow activity) was erupted from Ceboruco's crater on average every 143 years during the last 1000 years. In contrast, a monogenetic eruption forming either a scoria cone or a dome has occurred in the area surrounding Ceboruco on average every 1000 years during the Holocene. During the period between AD 1000 and AD 1500 Ceboruco displayed an elevated activity experiencing a rhyodacite plinian eruption ($3-4 \text{ km}^3$ DRE) followed by the emplacement of six andesitic/dacitic lava flows also with a total volume of $3-4 \text{ km}^3$.

All these figures indicate that the Ceboruco volcanic region is one of the most active areas in the entire Trans-Mexican Volcanic Belt. Consequently, production of a detailed volcanic hazard map and implementation of other preventive measures aimed at reducing potential losses in case of renewed volcanic activity should be mandatory.

Petrographic studies revealed that the andesitic to dacitic Ceboruco lavas are porphyritic and include crystal associations of plagioclase, orthopyroxene, clinopyroxene, olivine, and oxides, and less abundant hornblende and biotite. Scoria cones produced the most mafic rocks of the area and vary between basaltic andesite and andesite. Silicic domes have dacitic to rhyolitic compositions. Petrographic observations allow to deduce that rock formation was dominated by fractional crystallization. First, chromite, olivine and clinopyroxene crystallized, followed by plagioclase and apatite, then orthopyroxene, and finally hornblende and biotite. The most abundant crystal encountered in all types of products is plagioclase, which grew in several generations. Of these, the first often shows disequilibrium structures (a phenomenon that can be observed in pyroxenes too). This suggests repeated mafic magma injection into shallow silicic magma chambers in the case of Ceboruco volcano and nearby monogenetic domes. Chemically, all volcanic rocks of the Ceboruco Graben belong to the calcalkaline series, and display typical features of arc volcanism such as characteristic rare earth fractionation trends and enriched incompatible element patterns. Major and trace element analyses together with Sr, Nd, and Pb isotope ratios indicate the existence of three types of parental magma compositions, which are characterized by different initial isotope ratios, suggesting the existence of heterogeneities in the upper lithospheric mantle. These three parental compositions correlate with distinct geographical regions within the graben and comprise Ceboruco volcano proper, including the parasitic flank edifices, as well as monogenetic edifices to the SE and to the NW of Ceboruco, respectively.

Isotopic ratios (Sr, Nd, and Pb) of products from Ceboruco and monogenetic volcanoes indicate that magma generation originated in a depleted lithospheric mantle. These magmas ascended through a ca. 30-km-thick continental crust that is relatively young and, hence, its assimilation did not modify significantly the original isotopic ratios. Isotopic analyses of possible contaminants from upper crustal levels, including rocks from the Sierra Madre Occidental and Jalisco Block that form the shoulders of the Ceboruco graben, suggest that Jalisco Block rocks are the most likely source of crustal contamination.

Comparing Ceboruco isotopic ratios with those of other TMVB stratovolcanoes revealed that they are similar to ratios of other volcanoes located in the western TMVB. This group of volcanoes all reside on the same type of crust with a comparable thickness. It is possible to distinguish two additional groups of volcanoes along the TMVB. One with more modified isotopic ratios than Ceboruco, and another with less modified values. Furthermore, Ceboruco as

well as any other stratovolcano of the TMVB is characterized by a distinct and unique isotopic signature. In contrast, isotopic values from edifices belonging to monogenetic fields present more varied isotopic signatures with a wider range of distribution of isotopic ratios that do not plot as narrow clusters but as wide and diffuse clouds in ϵNd vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagrams.

1. INTRODUCCIÓN GENERAL

El estratovolcán Ceboruco (21.75° latitud N, 104.30° longitud W, 2164 m s.n.m.) está localizado en el Graben Tepic-Zacoalco en la parte occidental del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) en el Estado de Nayarit (Fig. 1). El Ceboruco se encuentra activo desde el Cuaternario tardío y sus erupciones han construido un edificio de andesitas y dacitas, cuya cima está truncada por dos cráteres concéntricos. Después del Colima es el volcán más activo del CVM occidental y es uno de los pocos que también ha experimentado erupciones históricamente documentadas.

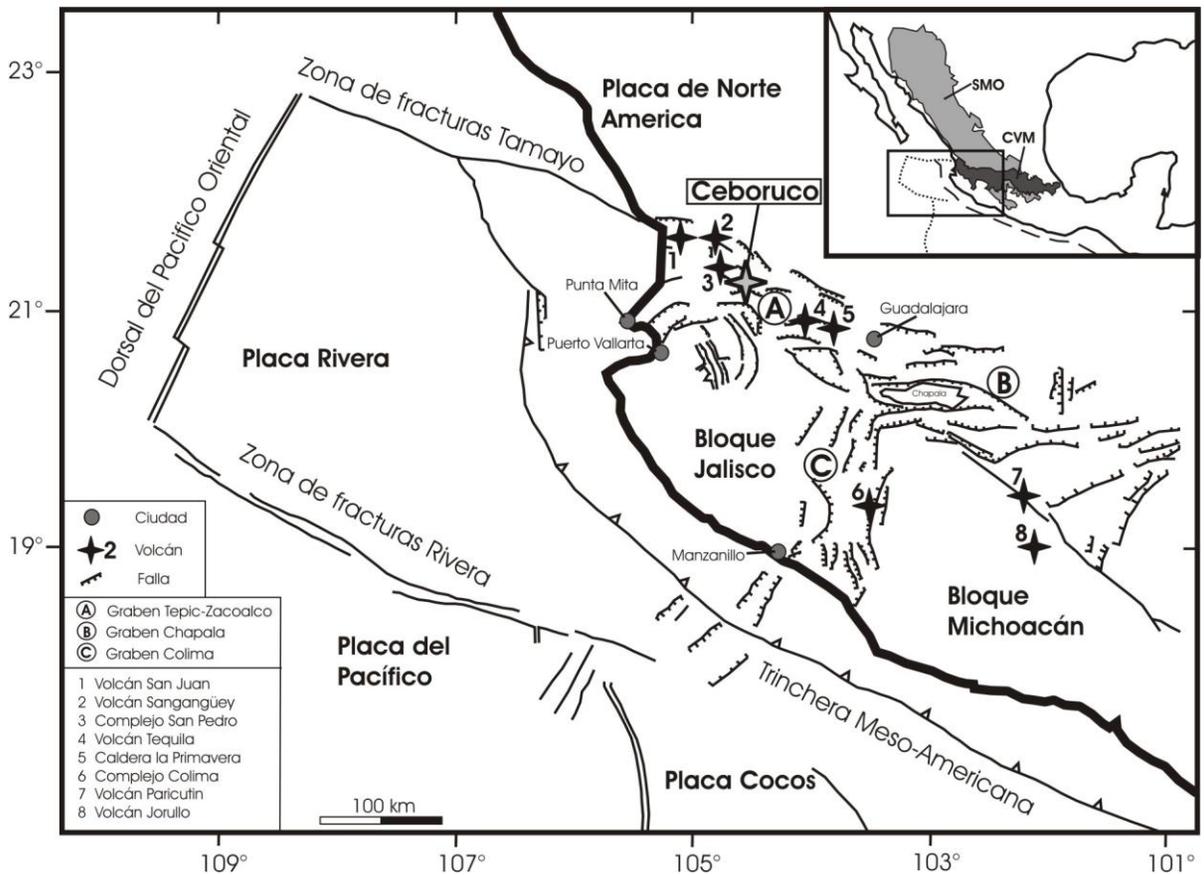


Figura 1. Ubicación del Ceboruco dentro del CVM y principales estructuras tectónicas del Occidente de México (modificado de Núñez-Cornú et al., 2002).

El cono principal y sus alrededores muestran una morfología joven con flujos de lava recientes, que cubren los flancos norte y sur (Fig. 2). Además, en la cima del volcán, en el área del cráter

interior, varios domos y pequeños conos piroclásticos se presentan casi sin vegetación; éstos fueron emplazados durante los últimos 1000 años.

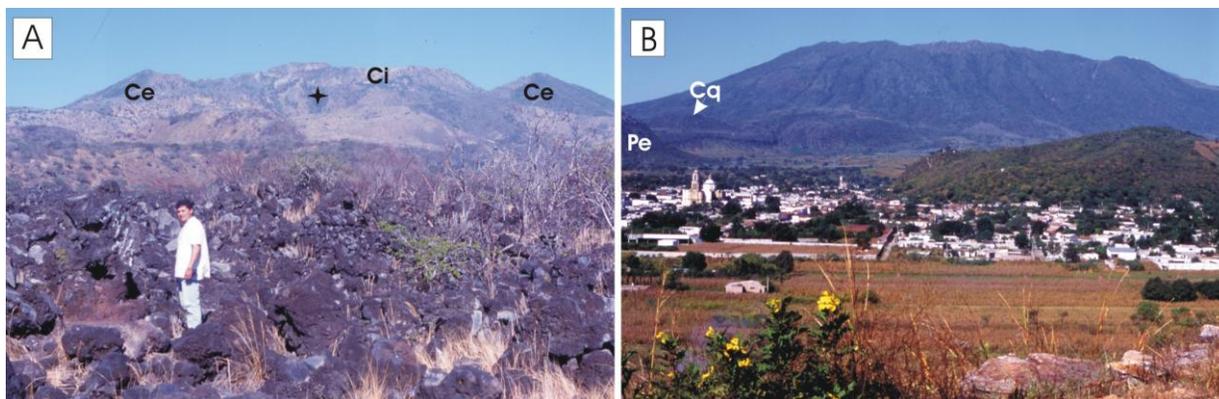


Figura 2. (A) Volcán Ceboruco visto desde el SW. En primer plano se puede apreciar el flujo de lava El Ceboruco con una edad de aproximadamente 500-600 años, el cual se originó en un cráter pequeño (marcado con una estrella). Ce y Ci indican los bordes del cráter exterior e interior, respectivamente. (B) Volcán Ceboruco visto desde el ESE. Al frente se puede observar el pueblo de Jala. El cono de escoria Ceboruquito (Cq) y el domo riolítico Pedregoso (Pe) también se indican.

Actualmente, se observa actividad fumarólica de baja intensidad ($<100^{\circ}\text{C}$) en al menos dos lugares del área de la cumbre. La última erupción ocurrió en el año de 1870 y atrajo la atención de naturalistas de la época (e.g. Iglesias, 1875 y 1877; García, 1875).

En los alrededores del volcán se levantan diferentes tipos de edificios monogenéticos, entre los que se incluyen 18 conos de escoria, 8 domos de lava silícica y al menos 2 conos piroclásticos (Figs. 3 y 4). La mayoría de ellos también muestra una morfología joven.

Thorpe y Francis (1975) publicaron los primeros análisis de isótopos de Sr en rocas volcánicas de esta región e incluyeron un mapa geológico simplificado del volcán. El trabajo más importante ha sido el de Nelson (1980), quién presentó los primeros estudios geológicos del área y abordó aspectos petrológicos del Ceboruco y de los edificios monogenéticos localizados en los flancos, así como una historia eruptiva que incluyó los primeros fechamientos por radiocarbono de la única erupción pliniana conocida, misma que produjo la pómez Jala hace ~ 1000 años AP, ampliamente distribuida por la región (Fig. 6). Posteriormente, J. Gardner y colaboradores estudiaron el origen de este depósito con más detalle e intentaron resolver preguntas relacionadas al transporte y emplazamiento del material piroclástico, así como los procesos que ocurrieron antes y durante la erupción Jala (Gardner y Tait, 2000; Browne y

Gardner, 2004; 2005; Chertkoff y Gardner, 2004). Estos autores concluyeron que la erupción tuvo una magnitud muy alta con un Índice de Explosividad Volcánica (Volcanic Explosivity Index=VEI; Newhall y Self, 1982) de 6, que expulsó un equivalente de roca densa (dense rock equivalent=DRE) de pómez de 3-4 km³ y cubrió un área de 520 km² (Nelson, 1980), con un grosor de más de 50 cm. Nuevos estudios petrológicos y geoquímicos, así como tectónicos en esta parte del CVM han revelado la existencia de volcanismo bimodal (Ferrari et al., 1994; 2000; 2002; 2003; Petrone et al., 2001; 2006; Frey et al., 2004) en un marco tectónico extensional. Además, estos estudios produjeron un gran número de fechamientos isotópicos (K-Ar y Ar-Ar) que incluyeron los de algunos edificios monogenéticos en el área del Ceboruco. En este contexto es importante anotar que los fechamientos de K-Ar y Ar-Ar de rocas con edades menores a los 20,000 años involucran errores considerables y por ello son poco confiables.

La primera parte del presente estudio intenta completar la estratigrafía y la historia eruptiva del Ceboruco, lo que incluye una caracterización de los estilos eruptivos que dieron origen a los edificios monogenéticos. En trabajos anteriores se ha reconocido que después de la primera fase de actividad del Ceboruco en la cual el edificio principal fue construido a partir de erupciones andesíticas, muy probablemente poco-explosivas, el Ceboruco produjo magma de una composición riodacítica que dio lugar a la única erupción pliniana. Posteriormente empezó a producir magmas de composiciones más variables cambiando su patrón eruptivo en comparación con su primera fase de construcción. Por ello, este trabajo pone énfasis especialmente en las erupciones ocurridas poco antes y posteriores a la erupción pliniana Jala. Especificando la estratigrafía, secuencia eruptiva y volúmenes de estos últimos productos, se espera obtener suficiente información para clasificar estilos eruptivos y volúmenes de productos involucrados en futuras erupciones. Además, ya que no existe un mapa a detalle ni información específica de los múltiples eventos dentro del cráter interior del Ceboruco, se elaboró un mapa a detalle de la cima del volcán. Adicionalmente, se vió la necesidad de la producción de un mapa geológico de la zona Ixtlán del Río, debido a que en el presente sólo existe un mapa del volcán y sus alrededores de 1875 (Iglesias et al., 1875) y de Nelson (1980) y un mapa a una escala de 1:100.000 (Ferrari et al., 2003) que no muestra los diferentes productos del Ceboruco a detalle, ni especifica los diferentes productos de los edificios monogenéticos y contiene algunos errores en la clasificación de rocas en el área, mismos que se pudieron corregir en este trabajo ya que se tomaron muestras para análisis químico de cada edificio y producto de la zona de estudio.

Todos los fechamientos que se han realizado previamente en la zona de estudio fueron de Ar-Ar y K-Ar, menos los 3 fechamientos de radiocarbono de Nelson (1980) de la erupción pliniana Jala. Debido a que las erupciones más recientes ocurrieron en el Pleistoceno tardío y en el Holoceno, el método de fechamiento por radiocarbono es el más apropiado, especialmente cuando se puede obtener suficiente material orgánico (Tabla 1).

Las erupciones del volcán Ceboruco que ocurrieron después de la erupción pliniana (últimos 1000 años) son difíciles de fechar con el método de radiocarbono por falta de afloramientos adecuados con suficiente material orgánico. Sin embargo, los documentos históricos (especialmente las crónicas de los primeros españoles al inicio de la Colonia) aportaron información para evaluar las erupciones más recientes por lo que fueron estudiados con detenimiento. Así se pudo obtener por primera vez una estimación de intervalos de recurrencia de diferentes tipos de erupciones en el área del Ceboruco. Cuando fue posible, se intentó determinar los volúmenes emitidos por erupciones individuales.

Numerosas excavaciones arqueológicas han probado que el área alrededor del volcán fue ocupada por humanos desde por lo menos el año 300 AC (Bell, 1971; Zepeda et al., 1993). En el presente, los municipios alrededor del Ceboruco están ocupados por aproximadamente 85,000 habitantes (INEGI, censo 2005) de los cuales, aproximadamente 30,000 viven en las cercanías inmediatas del volcán.

Un estudio estratigráfico, así como la reconstrucción de la historia eruptiva del volcán Ceboruco y los edificios monogenéticos circundantes son necesarios para evaluar el riesgo volcánico en esta área. La primera parte del presente estudio constituye una contribución hacia el logro de esta importante meta y ha sido publicada (Sieron y Siebe, 2008).

La segunda parte de la presente tesis incluye una caracterización geoquímica de los productos del volcán Ceboruco y de los edificios monogenéticos en sus alrededores. Para ello se llevaron a cabo numerosos análisis químicos de los productos del Ceboruco, así como de los edificios monogenéticos. Estudios anteriores se concentraron más en productos máficos abarcando una zona más amplia (Graben Tepic-Zacoalco entero o la parte entre Ceboruco y San Pedro). Del Ceboruco mismo sólo se analizaron algunas muestras en los años 80, cuando la exactitud de análisis no alcanzó la de hoy en día. Los análisis isotópicos (Sr, Nd, Pb) realizados durante este estudio apuntaron a edificios monogenéticos no analizados previamente y se enfocaron en los principales productos del Ceboruco. Los resultados de los análisis isotópicos de todos los trabajos se compilaron y así se pudo obtener una imagen más completa de la zona.

El estudio isotópico de Sr, Nd y Pb involucró 23 muestras tomadas de los flujos de lava del Ceboruco, emitidos durante diferentes períodos de su historia eruptiva, de xenolitos del basamento de los dos bloques geológicos adyacentes (Sierra Madre Occidental y Bloque Jalisco). Los resultados de análisis isotópicos y químicos compilados aportan datos para caracterizar el sistema magmático de la región.

Por último, se comparan los resultados obtenidos para rocas del Ceboruco con los de otros volcanes del CVM y se hace un esbozo para explicar la variabilidad de la composición isotópica de los productos del CVM en función del espesor y edad de la corteza continental que subyace a los diferentes volcanes.

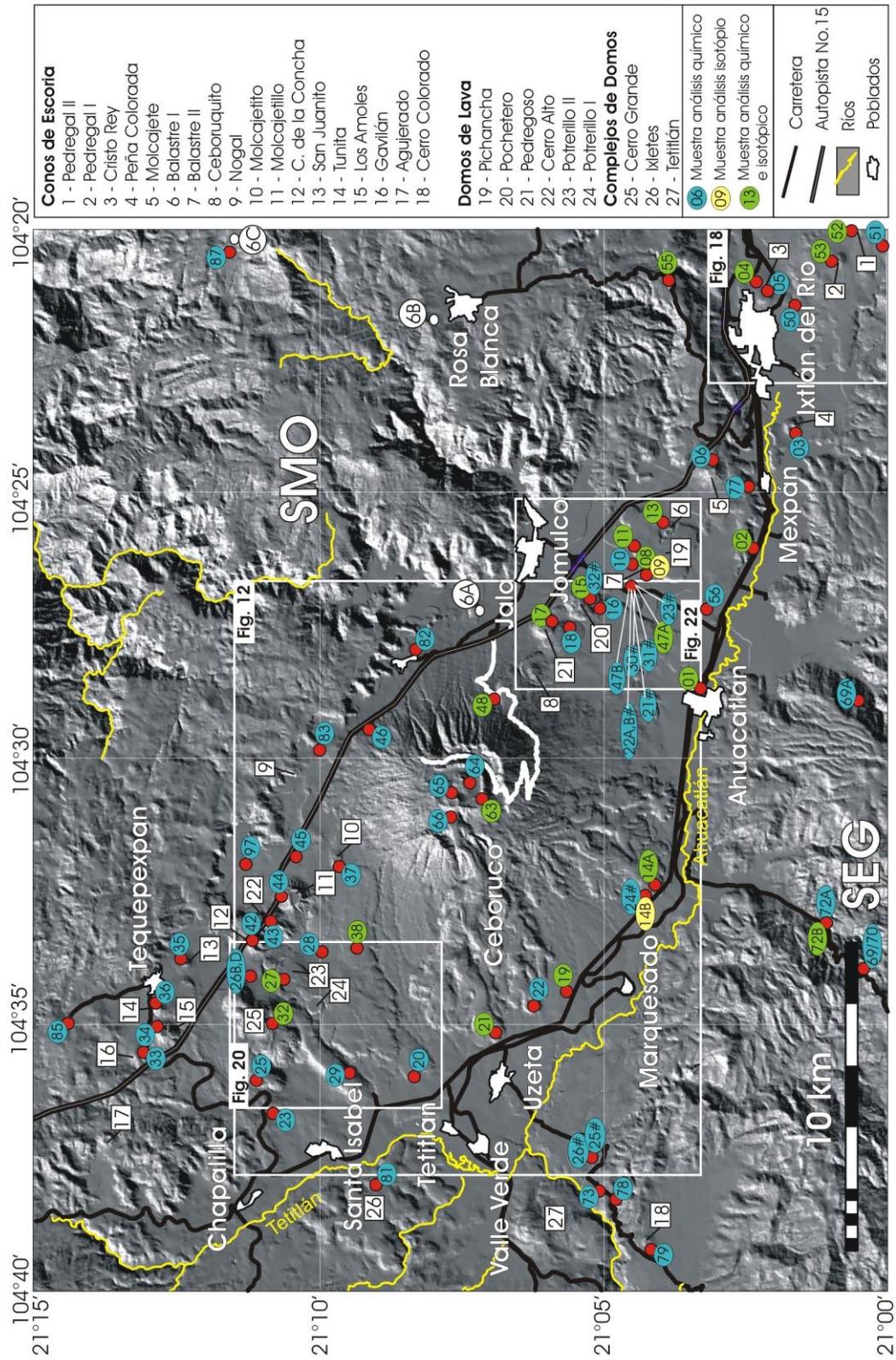
**PARTE I: HISTORIA ERUPTIVA Y VOLÚMENES EMITIDOS DEL CEBORUCO Y
EDIFICIOS MONOGENÉTICOS CONTIGUOS**

I 1 MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO

El área de estudio está caracterizada por tres dominios geológicos de gran escala e importancia regional: la Sierra Madre Occidental (SMO) al Noreste, el Bloque Jalisco (JB) al Suroeste, y la parte occidental del CVM, el cual separa la SMO del JB (Fig. 1). La SMO es una plataforma volcánica de un grosor de más de 1000 m, que se compone de ignimbritas y riolitas terciarias, formadas durante varias etapas de actividad volcánica, junto con desplazamientos tectónicos mayores que ocurrieron durante la aparición masiva de ignimbritas denominada “ignimbrite flare up” entre 38 y 18 Ma (Fig. 1) (e.g. McDowell et al., 1990, Aguirre Díaz y Labarthe-Hernández, 2003). En el área del Ceboruco, las ignimbritas más jóvenes de la SMO (~20 Ma) (Ferrari et al., 2000) ocurren en afloramientos restringidos cerca del pueblo Mexpan (Figs. 3 y 4). En otras partes se encuentran cubiertas de secuencias silíceas (riolitas e ignimbritas Jala) así como de rocas basalto-andesíticas más jóvenes (basaltos y andesitas Ixtlán y Buenavista) que muestran un rango de edades entre 4.7 y 3.8 Ma (Ferrari et al., 2000; 2003) (Figs. 4 y 5). Al Suroeste de la depresión ocupada por el volcán Ceboruco se localiza el alto topográfico de la Sierra El Guamúchil (SEG), la cuál forma parte del Bloque Jalisco y se compone principalmente de riolitas e ignimbritas, como también en menor cantidad de dacitas y andesitas fechadas en 65 Ma (Ferrari et al., 2003) (Figs. 4 y 5). Al pie de la SEG afloran ignimbritas, que forman parte de la secuencia más joven de ignimbritas y riolitas Jala al Norte de la depresión.

El Bloque Jalisco se compone de secuencias volcánicas y sedimentarias con intrusiones plutónicas del Cretácico tardío, colectivamente denominadas Batolito Vallarta (e.g. Schaaf et al., 1995). Los mejores afloramientos del batolito se encuentran en la costa del Pacífico cerca de Puerto Vallarta y Punta Mita (Fig. 1).

Estas rocas plutónicas muy probablemente también forman parte del basamento del área de estudio, ya que se han descubierto xenolitos granitoides en depósitos de escoria de conos monogenéticos (por ejemplo el cono de escoria Balastre 1, Fig. 3).



km de ancho) con una orientación NW-SE paralela al semi-graben Ceboruco. SMO = rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental sobreyacidas por la serie de ignimbritas y riolitas Jala, que juntos forman el borde NE del graben. SEG = rocas volcánicas de la Sierra El Guamúchil subyacidas por el basamento granítico del Bloque Jalisco, que forman el borde SW del graben. 6A, 6B y 6C indican los lugares de las facies proximales, mediales y distales de la caída de pómez Jala mostradas en la Fig. 6. Los cuadros insertados son áreas representadas con mayor detalle en las Figs. 12, 18, 20 y 22.

La hipótesis de que el graben Tepic-Zacoalco, que separa la SMO del JB, es una estructura extensional y forma parte de un sistema amplio de grabens, semi-grabens y fallas, ha sido comunmente aceptada por numerosos autores (e.g. Luhr et al., 1985; Nieto-Obregón et al., 1992; Allan, 1986; Ferrari et al., 1994; 2000; 2003; Rosas-Elguera et al., 1996) (Fig. 1). El origen y la extensión de esta estructura al Norte del JB han sido discutidos recientemente. Básicamente, dos ideas diferentes han sido postuladas. La primera establece que las estructuras extensionales son manifestaciones de un sistema de rift, que están marcando el principio de una separación futura del Bloque Jalisco del resto de México (similar a la separación de la península de Baja California) como fue postulado por varios autores (e.g. Luhr et al., 1985; Allan, 1986; Nieto-Obregón et al., 1992). Los argumentos que favorecen esta hipótesis incluyen la identificación de cizallamiento dextral y la existencia de volcanismo alcalino. Este modelo implica el cese de la subducción de la placa Rivera (e.g. Luhr et al., 1985; Allan et al., 1986). El otro modelo explica las estructuras observadas como resultado de la respuesta de la placa superior al esfuerzo tectónico acumulado, que es resultado de una subducción oblicua de la placa Rivera en reacción a un cambio del movimiento de las placas adyacentes del Pacífico y Cocos (Ferrari et al., 1994; DeMets y Traylen, 2000) así como a una tasa de convergencia disminuida y un ángulo de subducción más inclinado (Rosas-Elguera et al., 1996). De acuerdo con DeMets y Stein (1990), la placa Rivera está subduciendo actualmente con una tasa de 2 cm/año cerca de Manzanillo (Fig. 1). La baja tasa de subducción de una litósfera oceánica relativamente joven y caliente genera baja sismicidad y complica así la identificación de la zona Wadati-Benioff debajo de la parte occidental de México (Pardo y Suárez, 1993).

El graben asimétrico del Ceboruco forma parte de una depresión de gran escala denominada graben Tepic-Zacoalco, que tiene una orientación NW-SE. Junto con el graben de Colima que tiene una orientación N-S y con el graben de Chapala que tiene una orientación E-W, el graben Tepic-Zacoalco forma un punto triple cerca de Guadalajara (Fig. 1). El límite al NE del semi-graben Ceboruco está marcado por una falla normal con un escarpe que corta la secuencia de

riolitas e ignimbritas Jala (Ferrari et al., 2002). Otra falla, más o menos paralela al límite NE del graben, solamente está indicada por el alineamiento de conos de escoria y domos de lava en el área.

El límite SW de la depresión Ceboruco está marcado por una elevación sucesiva de la SEG, sin la muestra clara de otra falla (por ello, se denomina graben asimétrico o semi-graben).

Los productos de la primera actividad volcánica relacionada a la extensión que pueden observarse, consiste en un paquete de flujos de lavas andesíticas y basálticas, que sobreyacen inmediatamente las rocas del JB como puede observarse en núcleos de una perforación de exploración geotérmica, llevada a cabo por la Comisión Federal de Electricidad, ~3 km al S del cráter del Ceboruco (e.g. Venegas, 1995). Este paquete fue fechado con el método de K-Ar en 8 Ma (Ferrari et al., 2000, y 2003) y se puede correlacionar con lavas que forman mesetas en otras partes del graben Tepic-Zacoalco (por ejemplo cerca de Tepic) (Ferrari et al., 2003), y que son de la misma edad (Fig. 5).

Una segunda fase de volcanismo relacionado a la extensión ocurrió en el Plioceno tardío produciendo la serie de basaltos y andesitas Buenavista fechadas con Ar-Ar en 3.8 Ma (Righter et al., 1995; Ferrari et al., 2003). La actividad del graben Ceboruco moderno probablemente empezó en el Plioceno temprano o antes, debido a que las ignimbritas y riolitas Jala (fechadas con Ar-Ar en 4.8 a 4.2 Ma) (Righter et al., 1995; Ferrari et al., 2003) se encuentran cortadas por la falla que marca el límite NE del graben. Por el contrario, la serie volcánica Ixtlán y Buenavista, con una edad de 3.8 Ma, cubre esa misma falla sin ser afectada (Figs. 4 y 5).

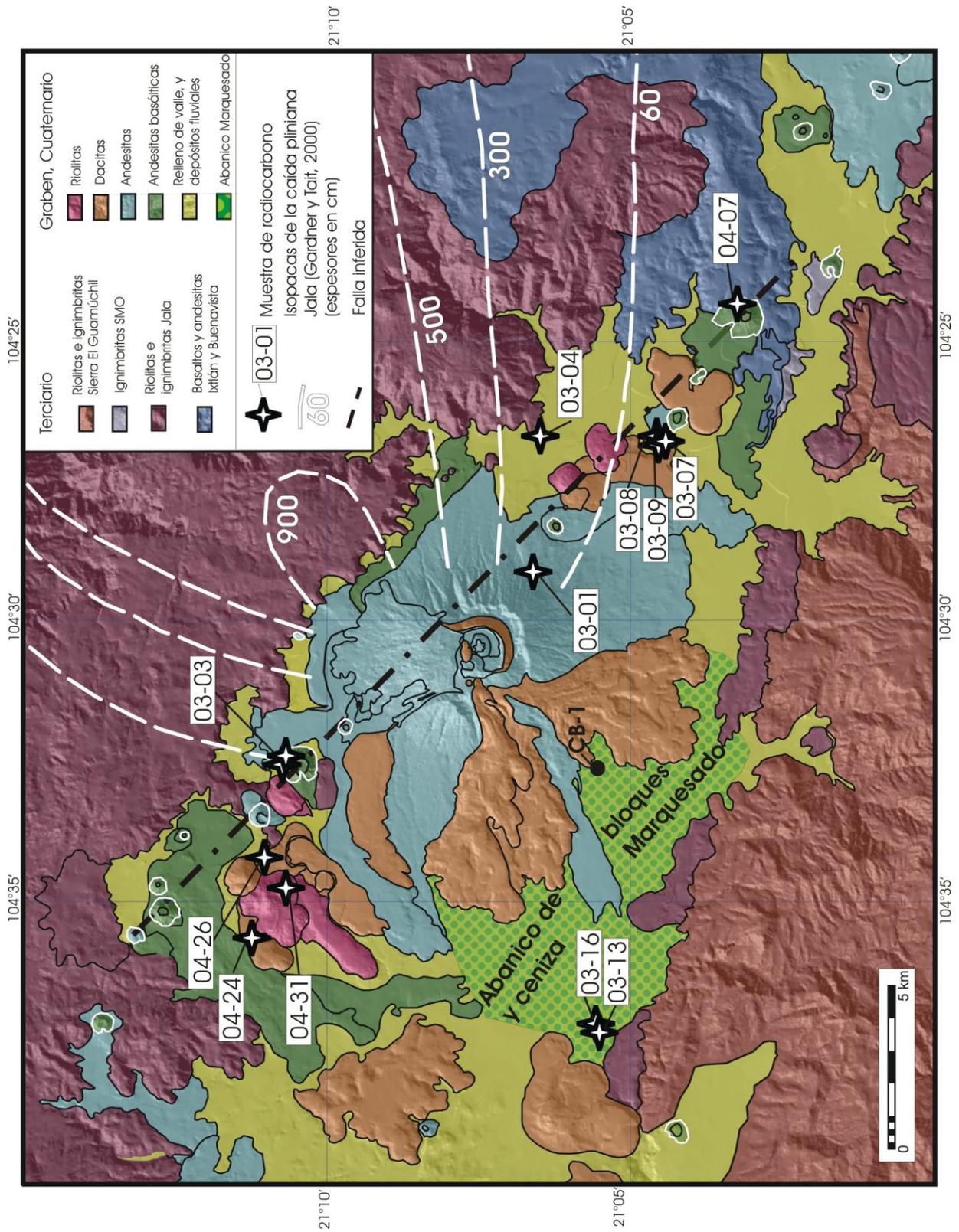


Figura 4. Mapa geológico del área de estudio que muestra la ubicación de las muestras recolectadas para fechamientos por radiocarbóno. Además, se indican las isopacas de la caída pliniana Jala (en cm) de Gardner y Tait (2000).

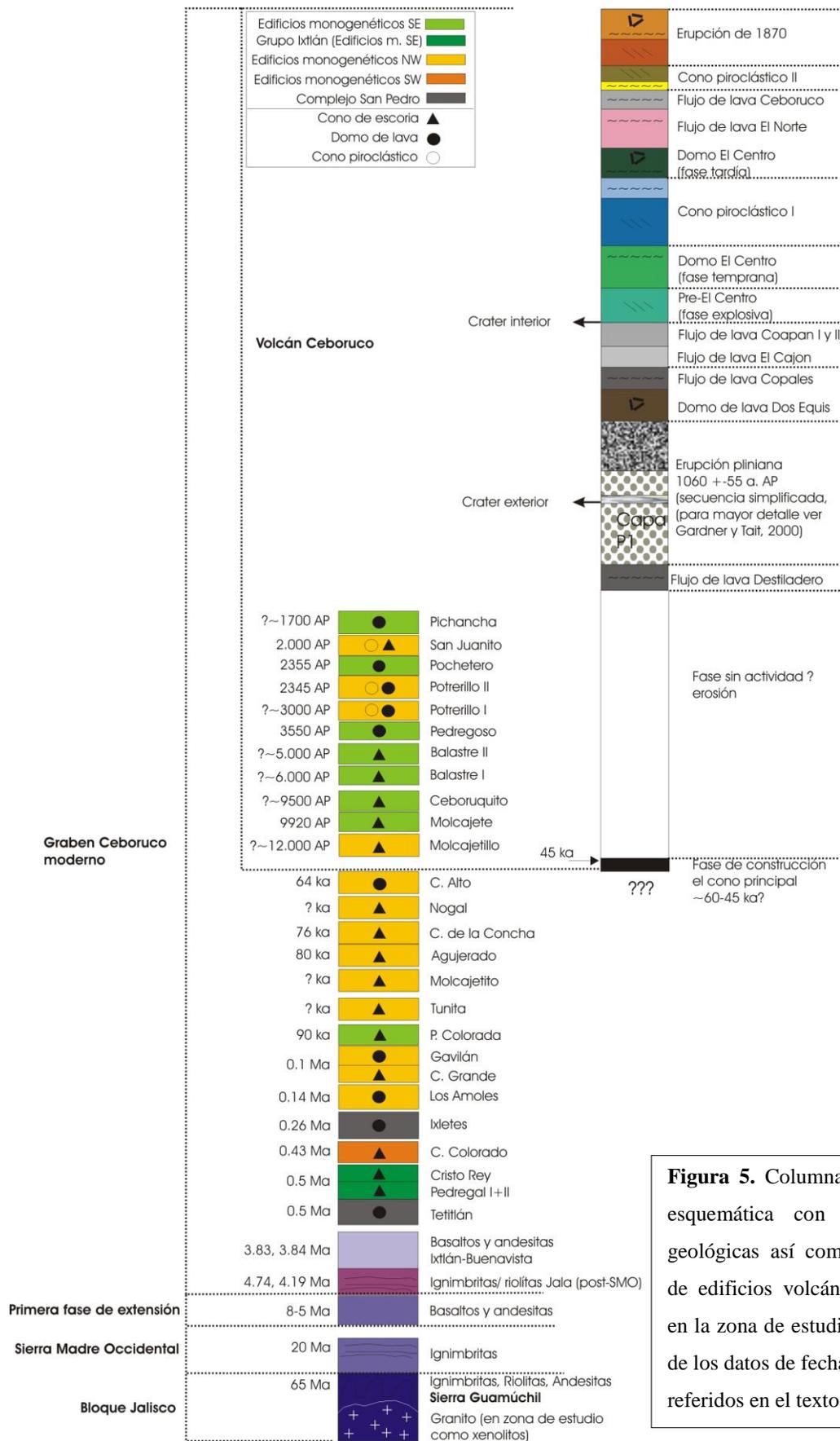


Figura 5. Columna estratigráfica esquemática con las unidades geológicas así como el conjunto de edificios volcánicos presentes en la zona de estudio. Las fuentes de los datos de fechamientos están referidos en el texto.

I 2 FECHAMIENTOS POR RADIOCARBONO

Se presentan un total de 13 fechamientos por radiocarbono como resultado del presente estudio, en los que se incluyen 6 fechamientos de diferentes erupciones monogenéticas, 1 de un depósito retrabajado de pómez y ceniza del abanico de ceniza Marquesado y 6 nuevos fechamientos de la erupción pliniana Jala del volcán Ceboruco (Tabla 1).

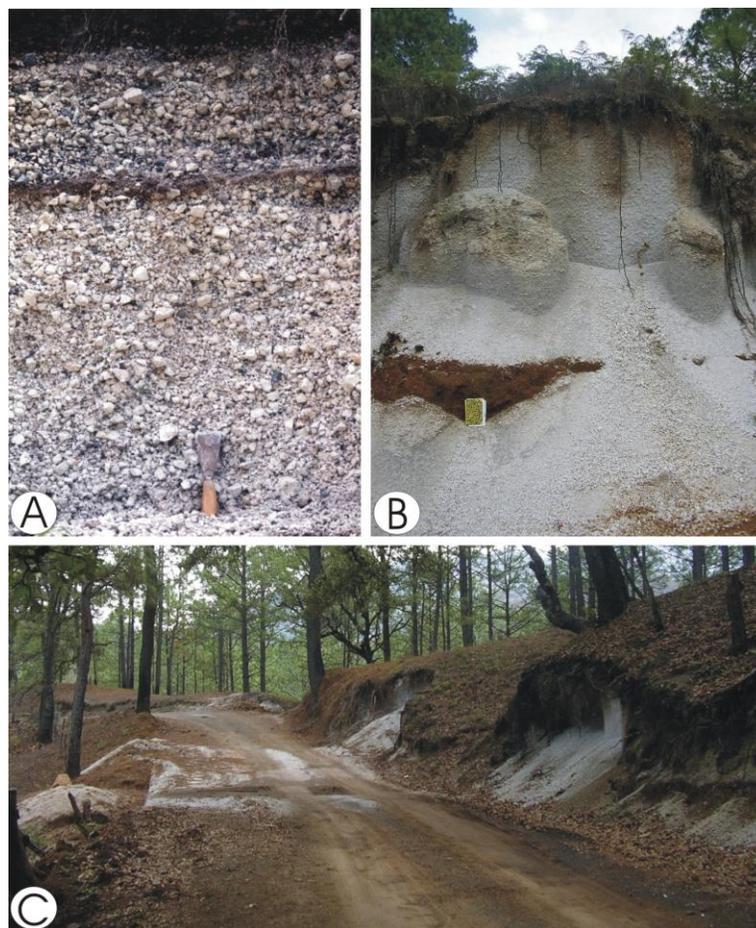


Figura 6. Caída pliniana Jala a una distancia de 6 km (A), 16 km (B), y 20 km (C) del cráter a lo largo del eje de dispersión hacia el NE. Como escala está una espátula (A), y una libreta de tamaño A5 en (B). Las ubicaciones 6A, 6B, y 6C están indicadas en la Fig. 3.

Los fechamientos por radiocarbono fueron obtenidos de muestras de carbón de depósitos piroclásticos y de paleosuelos subyacentes. En el caso de los paleosuelos, se muestrearon solamente los 2 cm superiores del paleosuelo para así poder obtener la mejor edad máxima posible para el depósito volcánico que la sobreyace.

Todas las muestras fueron analizadas bajo supervisión del Dr. Chris Eastoe con el método convencional en el “Laboratory of Isotope Geochemistry, University of Arizona, Tucson”. Las edades calibradas fueron calculadas mediante el uso del programa CALIB (Stuiver y Reimer, 1986) (Tabla 1).

Desde el inicio de este estudio, se intentó obtener datos radiométricos adicionales de la caída de pómez pliniana Jala ya previamente fechada (Fig. 6). Esta erupción de alta explosividad (VEI 6) (Gardner y Tait, 2000; Browne y Gardner, 2004; Chertkoff y Gardner, 2004) tuvo efectos devastadores sobre el medio ambiente y poblaciones aledañas, lo que demandaba una determinación más precisa de su edad. Adicionalmente, este depósito representa una capa marcadora especialmente importante para identificar los flujos de lava más jóvenes del Ceboruco.

Los flujos de lava 1870, El Norte, Ceboruco, Coapan, Cajón, y Copales (Figs. 4, 9 y 12) son más jóvenes que la pómez Jala. Además, el presente estudio se enfocó principalmente en volcanes monogénicos que no habían sido fechados previamente, pero también en aquellos anteriormente fechados por los métodos de K-Ar (Petrone et al., 2001, Ferrari et al., 2003) y de Ar-Ar (Frey et al., 2004) que como se ha dicho involucran errores considerables en caso de tratarse de rocas muy jóvenes.

Frecuentemente, se enfrentaron dificultades para encontrar material orgánico adecuado dentro de los depósitos piroclásticos que se deseaba fechar por radiocarbono. En estos casos, los paleosuelos subyacentes representaron una buena alternativa para obtener una cota superior en la edad del depósito de interés. En otros casos (por ejemplo los flujos de lava del Ceboruco), no había transcurrido tiempo suficiente entre las frecuentes erupciones para la formación de paleosuelos maduros y/o suficiente vegetación. En estos casos la determinación de edades se efectuó indirectamente por inferencias estratigráficas y/o consideraciones morfológicas.

Tabla 1: Fechamientos por radiocarbono del Ceboruco y los volcanes monogenéticos en sus alrededores. * 1σ = raíz cuadrada de (desviación estándar de la muestra $\sqrt{2}$ + desviación estándar de la curva $\sqrt{2}$, donde $\sqrt{2}$ = cantidad al cuadrado). 1σ = 68.3 (% del área encerrada). ** Fechamientos por radiocarbono de Nelson (1980). Las edades calibradas subrayadas representan las edades estadísticamente más probables para el rango de 1σ .

Edad (años AP) Convencional	Edad (AC/DC) Calibrada ($1\sigma^*$)	Edad AP Calibrada ($1\sigma^*$)	$\delta^{13}C$	No. Lab.	No. muestra	Latitud	Longitud	Altitud (m s.n.m.)	Material fechado y localidad
1. Erupción pliniana Jala									
DC									
960±90	<u>994-1168</u>	<u>782-956</u>	-18.8	A-13530	04-24	21°11'12.6"	104°35'49.4"	1229	Paleosuelo debajo pómez Jala, W de Cerro Grande.
1055±85	<u>884-1045</u> , 1096-1119 1141-1147	<u>803-809</u> 831-854 <u>905-1066</u>	-24.4	A-12900	03-03	21°10'42.2"	104°32'37.4"	1375	Carbón dentro paleosuelo, debajo pómez Jala, encima de cono de escoria Molcajetillo.
1010±200**	<u>783-787</u> 821-842 <u>860-1219</u>	<u>731-1090</u> 1108-1129 1163-1167	---	W-3490					Carbón debajo pómez Jala, flanco SE del Ceboruco.
1030±200**	<u>782-789</u> 810-848 855-1189 1197-1207	<u>743-753</u> 761-1095 1102-1140 1161-1168	---	W-3493					Carbón debajo pómez Jala, flanco SE del Ceboruco.
1060±55	<u>898-920</u> <u>945-1022</u>	<u>928-1005</u> 1030-1052	-23.2	A-12902	03-03_2	21°10'42.2"	104°32'37.4"	1375	Carbón dentro de paleosuelo debajo de pómez Jala, encima cono de escoria Molcajetillo.
1200±35	<u>779-874</u> -	<u>1076-1171</u>	23.0	A-12899	03-01	21°06'37.2"	104°28'48.9"	1444	Carbón dentro de paleosuelo, debajo de pómez Jala, flanco E del Ceboruco.
1280±85/-80	<u>658-783</u> <u>788-815</u> 843-859	<u>1091-1107</u> 1135-1162 <u>1167-1292</u>	-16.2	A-12903	03-07	21°04'33.5"	104°26'51.0"	1040	Paleosuelo debajo de pómez Jala, carretera hacia Jala.
1500±300**	<u>229-871</u>	<u>1079-1721</u>							Carbón de la unidad inferior del abanico Marquesado, cerca del pueblo Marquesado.

Tabla 1: (continuación)

1540±85	<u>429-594</u>	<u>1356-1521</u>	-16.1	A-12901	03-04	21°06'27.1"	104°26'57.0"	1100	Paleosuelo debajo de pómez Jala, campo de fútbol, Jala.
1905±85	<u>19-220</u>	<u>1730-1931</u>	-13.7	A-12906	03-13	21°05'27.1"	104°37'15.8"	750	Paleosuelo entre secuencia piroclástica inferior y superior, al E del Tetitlán.
2. Edificios monogenéticos									
AC									
2345±40	504-494 489-461 451-440 <u>418-381</u>	<u>2330-2367</u> <u>2389-2400</u> <u>2410-2438</u> <u>2443-2453</u>	-24.1	A-13527	04-26a	21°11'09.0"	104°34'07.0"	1337	Carbón dentro del depósito de flujo piroclástico del amillo de toba al N del domo Potrerillo.
2355±110	747-688 665-644 589-580 555-356 286-234	<u>2183-2235</u> <u>2305-2504</u> <u>2529-2538</u> <u>2593-2614</u> <u>2637-2696</u>	-14.8	A-12905	03-09	21°04'33.5"	104°26'51.0"	1040	Paleosuelo entre secuencias del Pochetero y del Pedregoso, carretera hacia Jala.
2430+50/-45	734-690 662-650 <u>545-407</u>	<u>2356-2494</u> <u>2599-2611</u> <u>2639-2683</u>	-26.3	A-13528	04-31	21°10'27.8"	104°34'49.6"	1233	Carbón en depósito del flujo piroclástico del Potrerillo, flanco de Cerro Grande.
3550±110	<u>2031-1744</u>	<u>3693-3980</u>	-14.3	A-12904	03-08	21°04'33.5"	104°26'51.0"	1040	Paleosuelo entre caída Pedregoso y flujo de lava Balastre, carretera hacia Jala.
9220 +170/-165	8702-8674 <u>8651-8274</u>	<u>10223-10600</u> <u>10623-10651</u>	-23.3	A-135290	4-07	21°03'05.8"	104°24'22.1"	1208	Paleosuelo debajo de caída del cono de escoria Molcajete.
21,075 +680/-625	<u>24051-22763</u>	<u>24712-26000</u>	-12.5	A-12907	03-13_2	21°05'27.1"	104°37'15.8"	750	Paleosuelo entre secuencia piroclástica inferior y conglomerado fluvial, al E de Tetitlán.

I 3 ESTRATIGRAFÍA E HISTORIA ERUPTIVA

Con la elaboración de un mapa geológico (Fig. 4), que se realizó con el soporte de fotografías aéreas, imágenes de satélite, nuevos fechamientos por radiocarbono (ver capítulo I 2), así como datos radiométricos previamente publicados (fechamientos por Ar-Ar y K-Ar, proporcionados por Frey et al., 2004; Petrone et al., 2001; Ferrari et al., 2003) se pudo obtener una estratigrafía más exacta, especialmente para el Holoceno. Sin embargo, en el caso de varios volcanes monogenéticos no se logró obtener edades absolutas. La zona de trabajo abarca el área cubierta por el mapa de INEGI F13D42 1:50,000 “Ixtlán del Río” que incluye el estratovolcán Ceboruco así como 24 edificios monogenéticos en el área del graben del Ceboruco (Fig. 3). Además, existen tres complejos de domos, de los cuales solamente el complejo Cerro Grande ha sido considerado en este trabajo, debido a que los otros dos complejos dómicos (Ixletes y Tetitlán, ver Figs. 3, 4 y 5) están más bien asociados al complejo volcánico San Pedro al W del Ceboruco, más allá de los límites de la zona de estudio.

I 3.1 Volcán Ceboruco

I 3.1.1 Erupción pliniana Jala

La secuencia de la erupción pliniana Jala fue descrita en detalle por Gardner y Tait (2000), quienes también determinaron un volumen de 3-4 km³ (DRE) para el magma involucrado. La correlación de los depósitos de la erupción pliniana del lado N con los del S del volcán fue establecida por Browne y Gardner (2004), después de una correlación tentativa de Nelson (1980). Los procesos eruptivos y mecanismos que operaron durante la formación del cráter fueron discutidos recientemente por Chertkoff y Gardner (2004) y Browne y Gardner (2004; 2005).

Con seis nuevos fechamientos de los depósitos de la erupción pliniana Jala se intentó determinar con mayor exactitud la edad de esta erupción tan importante. Las tres edades por radiocarbono publicadas por Nelson (1980) incluyen dos fechamientos obtenidos en muestras de carbón encontradas debajo de la caída de pómez pliniana Jala y otra muestra obtenida de un depósito de flujo piroclástico asociado a la erupción Jala, que forma parte de la serie superior del abanico de bloques y ceniza Marquesado (ver Tabla 1).

Los dos fragmentos de carbón encontrados directamente debajo de la caída de pómez pliniana Jala, en afloramientos donde la pómez Jala sobreyace a productos del cono de escoria

Molcajetillo (Fig. 4), dieron edades de 1055 ± 85 y de 1060 ± 55 años AP, respectivamente. Estas edades son muy similares a las determinadas por Nelson (1010 ± 200 y 1030 ± 200 años AP). Las otras cuatro muestras que fechan la erupción pliniana Jala fueron obtenidas de los 2 cm superiores de paleosuelos que subyacen directamente a la pómez Jala en diferentes afloramientos. Los paleosuelos en los flancos E y N del Ceboruco dieron edades más antiguas (1200 ± 35 , $1280\pm 85/-80$ y 1540 ± 85 años AP) (Fig. 4, Tabla 1), en contraste con la edad de un paleosuelo fechado en 960 ± 90 años AP en el flanco W del Ceboruco, cerca del complejo de domos Cerro Grande (Fig. 4, Tabla 1).

Mientras que la caída de pómez pliniana Jala se encuentra predominantemente distribuida hacia el NE, la mayoría de los flujos piroclásticos asociados forman depósitos al SW del volcán. Nelson (1980) fechó un fragmento de carbón encontrado dentro de un depósito de flujo piroclástico en el abanico de bloques y ceniza Marquesado y obtuvo una edad de 1500 ± 300 años AP. La discrepancia de alrededor de 500 años entre esta edad y el promedio de las demás de alrededor de 1000 años AP aún requiere de una explicación satisfactoria. Además, se determinó una edad de 1905 ± 85 años AP para una secuencia de lahares en el valle localizado entre Uzeta y Las Glorias (Fig. 3), donde se fechó la parte superior de un paleosuelo maduro directamente debajo de la secuencia lahárica. Los depósitos de estos lahares contienen clastos de pómez subredondeados, los cuales son visual y geoquímicamente idénticos a la pómez Jala. La caída de la pómez Jala depositada en el flanco S del Ceboruco ha sido casi completamente erosionada debido a su pequeño espesor en esta área. Por ello, esta caída solamente aparece como remanente en forma de clastos de pómez redondeados en depósitos de lahar de volumen pequeño y también mezclada con el suelo en la superficie de los campos agrícolas en los flancos bajos del lado S y SW, así como en depósitos fluviales en los valles que drenan el flanco E del Ceboruco. Por su relación estratigráfica y la composición química del material de caída y de los depósitos de flujos y oleadas piroclásticas en los lados N y S del volcán (Browne y Gardner, 2005) se supone que ambos fueron producidos por la misma erupción, aún cuando existen discrepancias significativas entre las edades que son más antiguas en el caso de los depósitos del lado S. Existe la posibilidad de que los flujos piroclásticos y lahares hayan arrastrado fragmentos de madera más antiguos durante su transporte.

Todas las edades por radiocarbono que fechan esta erupción del Ceboruco, incluyendo las tres edades previamente presentadas por Nelson (1980), así como las seis (más una de depósitos piroclásticos retrabajados asociados) edades obtenidas en el presente trabajo, fueron calibradas

usando el programa CALIB (Stuiver y Reimer, 1986) (Tabla 1). La edad más exacta fue obtenida por comparación gráfica de todos los rangos estadísticos de 1σ de las edades calibradas. Aunque todos los fechamientos convencionales disponibles fueron graficados inicialmente, las edades que se encontraron fuera del rango se eliminaron. Así, solamente 5 de las 9+1 edades fueron consideradas (Fig. 7). Éstas edades son: 960 ± 90 , 1055 ± 85 , y 1060 ± 55 años AP. (este trabajo) y 1010 ± 200 y 1030 ± 200 años AP (Nelson, 1980). El área en que todas las edades se traslapan define la edad más probable, que en este caso es de 990 a 1020 DC. En consecuencia el fechamiento convencional por radiocarbono más exacto sería el que arrojó la muestra 03-03_2, que dio una edad de 1060 ± 55 años AP, que correspondería a 945-1022 DC.

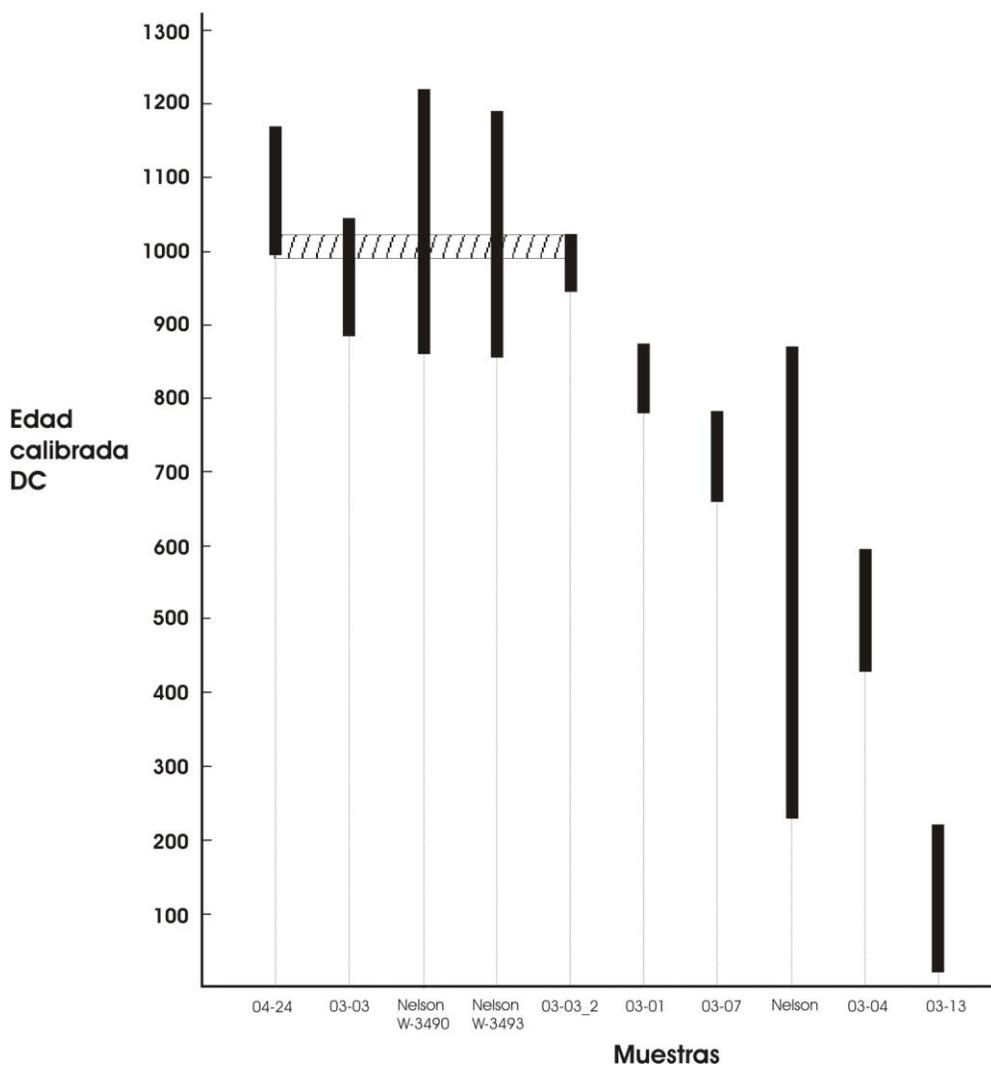


Figura 7. Gráfica que muestra las edades de radiocarbono calibradas con los rangos estadísticos de 1σ . Cinco de las diez muestras se usaron para determinar el área de traslape (área rayada), que correspondería a la edad más probable de la erupción pliniana Jala. Las últimas cinco edades se descartaron (ver texto). Ver también Tabla 1.

I 3.1.2 Erupciones históricamente documentadas

La pómez pliniana Jala de 1060±55 años AP (945-1022 DC) representa un horizonte guía excelente. Las relaciones estratigráficas indican que después de su emplazamiento, al menos siete flujos de lava fueron emitidos del área del cráter y bajaron por los flancos del Ceboruco. Adicionalmente, varios domos de lava pequeños y conos piroclásticos fueron emplazados dentro de los cráteres en la cima del volcán. Estas erupciones muy jóvenes son difíciles de fechar con el método de radiocarbono debido a la falta de afloramientos que muestren el contacto inferior de las lavas y depósitos de interés. Además, los cortos períodos de tiempo entre erupciones no permitieron la formación de suelos o la recuperación de la flora y por ende de suficiente material orgánico fechable. Afortunadamente, parte de la información sobre las erupciones pudo obtenerse de documentos históricos disponibles.

I 3.1.2.1 La actividad del Ceboruco entre 1005 DC (erupción pliniana Jala) y antes de 1870 DC.

Evidencias arqueológicas indican que los valles fértiles alrededor del volcán Ceboruco se encontraban poblados por humanos desde por lo menos 300 a 200 AC (Bell, 1971; Zepeda et al., 1993). En la parte occidental de México coexistieron una gran variedad de tribus, pero ninguna cultura predominó sobre las demás como ocurrió con los Aztecas en el centro de México. Aquella diversidad cultural también se reflejó en la variedad de lenguas habladas en esa región (Razo-Zaragoza, 1988).

Al respecto, Razo-Zaragoza (1988) escribe lo siguiente:

Juchitepec, que se hallaba entre los tlatoanazgos de Tepic, Etzatlán y Mascota y su metrópoli estaba en la ribera norte de la antigua laguna de Magdalena, comprendía dentro de su amplia jurisdicción las importantes poblaciones de Ahuacatlán, Jala, Tetitlán, Ixtlán del Río, Tequepexpan, Mexpan, Zoatlán, Jomulco, Camotlán, Tepuzhuacán, Acuitlapilco y Zapotán. Este inmenso número de señoríos chimalhuacanos parece ser fiel reflejo de la multitud de tribus, náhoas las más, que poblaban en aquel tiempo su dilatado territorio: por el sur, a lo largo de la costa, y de Colima hacía el oeste, encontrábase no pocas tribus tecas, cocas, aztecas y sus mezclas, todas ellas de origen náhuatl, y regular número de bapames, pinos, otontlatolin y amultecas, que lo eran de otomí o purépecha. Más al norte, hacia la parte central del ahora estado de Jalisco, se hallaban los cocas, aztecas y mezcla de los purépechas

con los primeros. Al otro lado de la barranca, oprimidos al norte por los cashcanos, huicholes y coras, localizábanse los tecos, mismos que se subdividían en incontables tribus a causa de su prolongada mezcla con sus vecinos aztecas, cocas, huicholes y coras, dando por resultado, los grupos tecuexes, tecuares, tecualmes, tecoxines, etc., que extendían sus pueblos casi hasta el océano Pacífico.

Más allá de las tribus que ceñían por el norte a la temible población teca, encontrábanse los xiximes, tepehuanes, zacatecos, cuachichiles o primitivos huicholes, algo más cultos que sus parientes cashcanes pero menos que sus vecinos del sur. Entre los actuales estados de Sinaloa y Nayarit, prologándose más en el primero que en el segundo, vivían los aztecas de Aztatlán, tribu que fue la más culta de todo ese rumbo.

Además, Gutierrez Contreras (1979) cita a De Arregui:

Los mismos nombres indígenas de algunos pueblos asientan la existencia de ciertos frutos, productos naturales de la región o propiedad de la tierra: Aguacatlán, “lugar de aguacates”; Suchipila, “ramillete de flores”; Xala, “arena”; Xomulco, “en rincón”; Tetitlán, “lugar de piedras”; Iztlán “lugar de navajas”; Mexpa “muslos”, porque allí se hacían sacrificios y cortaban los hombres por los muslos, etc.

El nombre del volcán Ceboruco antes de la conquista española fue “Tonan” (Pérez-Verdía, 1951) que significa “luz que brilla como el sol” en Náhuatl (López-González, 2002).

Al respecto Pérez-Verdía (1951) menciona lo siguiente:

...partieron después de recorrer diversos lugares para Ixtlán y de allí a Ahuacatlán a donde llegaron el 15 de febrero (1542). El virrey aunque fatigado, pensaba internarse a la sierra de Nayarit, donde había aún muchos indios que guardaban actitud de rebeldía, pero Oñate le hizo presente la imposibilidad de dominarlos en aquellas ásperas montañas, ... Por eso después de algunas cortas excursiones y pasando por la falda de Ceboruco, que entonces llamaban Tonan y que estaba en erupción, se volvió a Ixtlán...

Aparentemente fueron los conquistadores Españoles quienes nombraron el volcán “Ceboruco”, que fue un término aplicado no solamente a este volcán en especial, sino también de una manera más general a terreno quebrado que es difícil de cruzar (e.g. Razo-Zaragoza, 1988; López-Portillo y Weber, 1980). La palabra “ceboruco” se usó en las Islas Canarias y tiene el mismo significado que la palabra española “vericuetu” que puede traducirse también como “terreno quebrado con obstáculos difíciles de pasar” (López-Portillo y Weber, 1980).

En Razo-Zaragoza (1988) se encontró el siguiente párrafo que describe la visita al área que hiciera durante su viaje Nuño Beltrán de Guzmán durante los años 1527-1529:

...el tercero llegué a Ispahán, y todos estos tres días por muy perversos caminos de sierra, y allí me salieron de paz y dieron mucha comida; otro día llegué a Aguacatlán pasando por Aguacatlán y Nespa, que son dos caciques, y cada uno sobre sí; y están en un valle muy poblado y de mucha comida, desde Aguacatlán, donde estube quatro dias y quedó puesta una cruz en un cerro, bine a Tetitlan,

...hallamos un vado no muy bueno, porque era un paso de ceboruco (se da nombre de ceboruco a un terreno áspero y quebrado, por donde se transita con dificultad, tal como el que define el diccionario castellano en la palabra Vericueto. Existe un sitio de este en el Estado de Jalisco, sembrado de lava y maleza, muy arenoso. Ignoro si de estas circunstancias deriva principalmente su denominación. La palabra es de la lengua de las islas, y la he visto en Ovieda y en algún otro escritor. (Nota del Sr. D.J.F. Ramírez) donde los caballos pasaban con harto trabajo,

Y viniendo agora yo a esa ciudad, vine por el pueblo de Aguacatlán, que antes no había estado en él. Está entre dos sierras, una a la mano izquierda e otra a la mano derecha, e por medio della pasa un arroyo grande de agua. Es abundosa de bastimentos e de muchas frutas.

Después de la conquista española en 1521, varios cronistas (en su mayoría frailes y soldados) como por ejemplo Fray Antonio Tello, Antonio de Ciudad Real, Lázaro de Arregui y Everardo Peña-Navarro documentaron eventos históricos importantes que ocurrieron desde la primera aparición de los conquistadores en el occidente de México. Esta región fue nombrada Nueva Galicia e incluyó los estados actuales de Nayarit, Jalisco, Colima y Aguascalientes, así como partes de Sinaloa, Zacatecas y San Luís Potosí. Al contrario de los volcanes con largos períodos de reposo que ocurren en otras partes del CVM (como el Nevado de Toluca o La Malinche, e.g. Arce et al., 2003; Castro-Govea y Siebe, 2007), el Ceboruco fue claramente reconocido e identificado como un volcán y no solamente como una montaña en todos los mapas españoles tempranos (Gutiérrez-Contreras, 1979; Orendain, 1961) y en los demás documentos históricos, así como en las memorias de la gente indígena. Aunque no existen documentos históricos que se refieran al Ceboruco en los tiempos anteriores a la Conquista Española (1521 DC), varias leyendas sobre el volcán y sus erupciones se mantuvieron entre los pobladores indígenas. Aquellas leyendas pasaron de manera oral de una generación a la siguiente y eventualmente

fueron escritas y así preservadas por cronistas españoles. Desgraciadamente, estas leyendas carecen de referencias a fechas exactas.

Una leyenda, contada por habitantes de los pueblos Ahuacatlán y Jala (Fig. 3) en el año 1820, describe al volcán como una montaña de forma perfecta y muy alta hasta que *por terremotos se hundió la mitad de ella* (Banda, 1871). Banda (1871) escribe lo siguiente:

Algunas personas dignas de crédito que viajaron hace cincuenta años por Ahuacatlán y Xala aseguran haber oído decir a varios habitantes de este pueblo, que se conservaba una tradición de que el volcán del Ceboruco era una montaña perfecta de bastante altura; pero que a consecuencia de fuertes terremotos, cuya época se ignora, se hundió como la mitad de ella, por estar hueca, quedando sólo la parte inferior.

Tal vez esta leyenda se refiera a la erupción pliniana Jala o al “colapso” del domo Dos Equis, el cual se había formado después de la erupción Jala en el centro del cráter exterior. Otra leyenda que fue mencionada repetidamente por diferentes cronistas (e.g. Mota y Escobar, 1966; Tello, 1968; Ciudad-Real, 1976) hace referencia a un pueblo al pie del Ceboruco que fue destruido y cubierto por lava *porque sus habitantes habían pecado*. De Arregui (1946), quién publicó la “Descripción de la Nueva Galicia” en el año 1621, se refiere a una *tradición de los indios* y menciona detalles de una erupción incluyendo *ruido* que fue tan fuerte que las personas que vivían cerca del volcán se quedaron sordas y que abandonaron los pueblos que se situaban cerca de los flancos del volcán:

Ahuacatlán...y a un lado un volcán, o por mejor decir en medio del valle, que según la tradición de los indios reventó con grandísimo ruydo y estruendo, tanto que muchos de los que lo oyeron de cerca quedaron sordos, y asoló muchos pueblos que caían en sus faldas; y dicen los indios que los pueblos que asoló este volcán habían admitido el pecado nefando, y quedó desta reventación por unas y otras partes del volcán muy gran suma de piedras renegridas y muy livianas, bien como si hubieran sido quemadas en algún tiempo, y parece de lo alto corrido arroyos de ellas en la postura y disposición que tienen. Y por la parte occidental del volcán está un grande albarradón de piedras quemadas que de lo alto corre como legua y media, y de lo ancho tendrá este albarradón más de un tiro de arcabuz, y de lo alto 4 o 6 estados. Hacía la parte oriental no parece que fue tanta la reventazón porque no hay tantas piedras; y para poder pasar por el camino, que lo atajan por dos o tres partes estas piedras, se ha abierto una senda a mano no muy grande sobre las mismas piedras, por donde, aunque con alguna incomodidad, pasan los viandantes. La boca que dejó en el volcán esta reventazón es

muy ancha y profunda, según dicen los indios que la han visto. Del tiempo en que sucediese esta reventazón no hay ninguna razón cierta por no tener estos naturales historias ni escritos para memoria más de lo que en la suya van dejando sus padres con la confusión en esto que aquí vemos. Llaman comúnmente a estos albarradones de piedras cevoruco, y ora sea esta reventazón, ora propia naturaleza, todo este valle es en la superficie de la tierra cubierta de una arena negra y gruesa.

Antonio Tello de la orden de los frailes Franciscanos escribió sus crónicas en el año de 1653 y también menciona esta leyenda. Escribe que los pueblos ubicados en los flancos del volcán fueron destruidos y sus habitantes muertos por *fuego y rocas* que fueron *lanzados* del volcán. Antonio de Ciudad Real, quién tenía la función de secretario del Comisario General Alonso Ponce de León de la Orden de los Franciscanos, visitó las provincias Franciscanas en la Nueva España durante los años 1584 a 1589. También visitó Nayarit y menciona la misma *tradicción* contada por nativos ancianos quiénes preservaron esa leyenda de sus *abuelos* describiendo el *impresionantemente negro* flujo de lava (probablemente el flujo de lava El Ceboruco, Figs. 2, 9 y 12) que había cubierto un pueblo antiguo. Además, al español Alonso Ponce de León, quién viajó de pueblo en pueblo, le enseñaron partes de los pueblos destruidos en el lado Norte del Ceboruco mientras se trasladaba de Jala a Tequepexpan (Fig. 3) (Ciudad Real, 1976). Interesantemente, personas que vivían en el lado Sur del volcán una le contaron leyenda, en la que también se menciona a un pueblo sepultado bajo el flujo de lava Ceboruco, mientras que una leyenda similar contada por personas que vivían en el lado Norte del Ceboruco se refiere al flujo de lava El Norte o Coapan (Fig. 6). La erupción (o erupciones?) que produjeron estos dos flujos de lava (El Ceboruco al SW y el flujo de lava El Norte o Coapan al N) deben haber sido emplazados mucho antes de la llegada de los Españoles en los años posteriores a 1520, ya que los relatos de las primeras incursiones a esta región (e.g. De Arregui, 1946; Ciudad Real, 1976) siempre se refieren al flujo de lava El Ceboruco del lado SW del volcán. Este flujo de lava representó un obstáculo importante que tenían que pasar para viajar por el *Camino Real* a Compostela (primera capital de la Nueva Galicia) o al puerto de San Blas en la costa del Pacífico (De Arregui, 1946; Ciudad Real, 1976). Al respecto, De Arregui (1946) escribe lo siguiente:

En el camino real junto al Ceboruco hay unas piedras grandes negras, de las que decimos del volcán, en las cuales hoy se ven clavos hincados que dicen los clavó en ellas el invictísimo

Marqués y felicísimo Capitán D. Fernando Cortés, digno de eterna memoria, y así parece los guardan aquellas piedras para recuerdo de un valor tan grande.

Hay también muchos manantiales de agua caliente, ..., entre los cuales son de mucho nombre en Guadalajara los baños de Sala, los de Istlán, los de Tonalá, y los de Chapala, y en esta provincia de Compostela los de Tetitlán, ..., hay muchas otras que por demasiado calientes o por malas condiciones, ..., no se usan.

Mota y Escobar (1966) también hace referencia al flujo de lava Ceboruco:

...está arrimado este pueblo a la alda de un gran volcán de donde se ve salir humo por las mañanas, antiguamente reventó y hechó grandísima cantidad de piedra a manera de cisco de herreros la qual parece / oy como derretida, hizo mucho daño a los yndios naturalis en tiempo de su gentilidad segun noticia, vense / oy las vocas con facilidad y de ? se saca piedra azufre...

Al respecto, Ciudad Real (1976), quién también visitó la región, escribió en Febrero de 1587 lo siguiente:

...y el año de sesenta y seis hubo tan grande temblor de tierra en aquella parte de Xalisco que se cayeron muchos edificios y entre ellos algunos conventos nuestros, y atravesando el mesmo temblor aquella laguna se hundieron todos los grandes y no quedaron sino los chicos que agora hay.

Junto al mesmo pueblo de Xala hay un volcán muy grande, el cual, como adelante se dirá, reventó (según dicen) los años o siglos pasados, y echó de sí gran suma de piedras, y de uno que era quedaron hechos por lo alto tres y en cada uno hay un hoyo muy grande, y en el uno dellos piedra azufre, y del otro sale muy gran calor y como humo, según lo contó al padre comisario el guardián de aquel convento, que dijo haber subido allá y haberlo visto todo.

Viernes diez y seis de enero salió el padre comisario de Xala, ...y caminando por unos arenales, un valle o abra arriba, alrededor del volcán sobredicho de Xala, llegó a un poblecito de aquella guardianía, de siete o ocho casas sin iglesia, puestas en un rincón, legua y media de la cabecera; recibieronle los indios...; agradeciólos el padre comisario y pasó adelante, y acabada de subir aquella abra, fue por otra bajando alrededor del mesmo volcán, y dejando en el camino muchas casas caídas y arruinadas y vestigios y señales de edificios y pueblos antiguos, y alrededor del volcán muchos y muy grandes montes de peñascos y peñas quemadas, que (según le dijeron) habían salido de aquel volcán, cuando, como queda dicho, reventó, llegó a unos llanos donde había algunas milpas de maíz y una fuente o pozo, al pie de una sierra o cuesta de un camino muy empinado; subióla el padre comisario y halló en lo alto ocho

indios....A la entrada del pueblo, l cual se llama Tepequechpan, cuatro leguas de Xala y de aquella guardianía, estaba toda la gente....Hablaban los de aquel pueblo la lengua de Xalisco;...

El mismo día, Sábado treinta y uno de enero, partió el padre comisario de Tepic, y dejando el camino que va a Xalisco, porque se rodea por él una legua, tomó el derecho, la vía de Ahuacatlán, y pasadas dos acequias y un buen arroyo y un río, y andada una legua, llegó al pueblo Analco, ... llegó muy de noche, muy cansado y quebrantado de tan larga jornada, a un pueblo pequeño llamado Tetitlán, de la guardanía de Ahuacatlán, de lengua peregrina; ... Aquellas tres leguas que hay desde Tetitlán a Ahuactatlán, son casi todas de buen camino y llano, el cual va alrededor del volcán de Xala, de quien atrás queda dicho, por un valle demasiado caluroso; pásase un arroyo de agua tibia y que huele a piedra azufre, el cual nace de la raíz y pie del volcán; desde lo alto del volcán sobredicho desciende uno como río muy ancho, de piedra negra requemada, de grande altura, el cual atraviesa el camino y todo el valle hasta llegar muy cerca del río de Ahuacatlán, que corre por una barranca por el cabo del mismo valle. Tiénese por cosa muy cierta que en los siglos pasados reventó aquel volcán, y echó de sí aquella piedra, la cual es tanta que pone admiración y espanto a los que la ven, y entre los indios viejos que afirman esto hay tradición de sus antepasados que donde está agora aquella piedra había antiguamente un pueblo de indios, y que por ser muy dados a vivos, como otro Sodoma, permitió Dios que reventase aquel volcán y que ellos muriesen cubiertos de aquella piedra que dél salió; ... Es toda aquella piedra negra y requemada como escorias de hierro y en toda ella no hay árbol ni yerba ninguna, ni señal de haberla habido en algún tiempo, y tiene una negregura tan extraña que desde un poco lejos parece sobre de algún monte; y está de tal suerte que parece que la echaron a rodar desde arriba y la derramaron a carretadas con muy grandes carros. Por encima de aquellas peñas pasa el camino que las atraviesa; teníanle aderezado los indios, quitadas muchas dellas y echado en su lugar mucha tierra, y así le pudo pasar el padre comisario, al cual salieron a recibir, ...

Por aquel valle, y por medio de aquel pueblo (Ahuacatlan), muy cerca de nuestro convento, pasa un bonito río, en el cual se crían muchas y muy buenas truchas, las cuales no suben ni llegan al pueblo porque legua y media de allí da el río un salto de una peña muy alta que lo estorba; ...

El Padre Tello (1968) también hace referencia al Ceboruco en sus escritos publicados en 1551:

El pueblo de Aguacatlán está dividido en dos parcialidades, que la una se llama Xuchipil, y otra Aguacatlán; dista de Guadalajara veinte y dos leguas al poniente, una legua de Xala, poco más; situado en un llano de un valle que tendrá seis leguas de largo; por medio de estas dos parcialidades pasa un río que las divide, dejando a Xuchipil a la parte oriente, y a Aguacatlán al poniente. En tiempos pasados creció tanto que anegó todo el pueblo y derribó la iglesia que estaba fundada en la parcialidad de Aguacatlán, y agora lo está en la de Xuchipil, y destruyó a muchos españoles, porque desde su conquista este pueblo estuvo muy poblado de ellos, y en él residió mucho tiempo el Gobernador de la Galicia Cristóbal de Oñate. A la parte del oriente tiene una serranía muy alta que corre de norte a sur, y en la parte del poniente otra un volcán, y es tradición reventó en tiempos pasados, y que habiendo venido una gran cantidad de gigantes de la tierra dentro, los cuales venían entre los indios, de muchos pueblos que estaban fundados a las faldas dél, los cuales eran sométicos, los destruyó a ellos y a los naturales, arrojando mucho fuego de sí y piedra que los cubrió; y hoy se hecha de ver su reventazón en la mucha cantidad de piedra que tiene por todas las partes que le cercan, que hacen muy grandes cerros, quemada como horruras de fragua, de lo cual queda tratado en su lugar.

...; dos leguas de este dicho pueblo está un volcán y sierra muy áspera, y es tradición antigua que reventó y hechó de sí muy gran cantidad de piedra quemada, tanta, que se formaron otros cerros; y déjase bien entender haber reventado, por ser la piedra a manera de horrura de fragua; alguna cayó casi dos leguas del dicho volcán, el cual es muy seco y no arroja de sí agua; y falto de arboleada lo más que produce es una fructa que llaman pitahayas, muy sabrosa, y se dá encima de las peñas, y...

La conquista de este pueblo fue por Nuño de Guzmán (como la de Aguacatlán), aunque antes estuvo el Capitán Francisco Cortés de San Buenaventura, ...

Además, Tello (1968) cita a Ciudad Real (ver texto de página 34).

Debido a que los dos flujos de lava emitidos antes del flujo de 1870, Ceboruco y El Norte, son los dos más jóvenes estratigráficamente y como, de acuerdo con los documentos citados arriba, ya habían sido emplazados en el año de 1528, ningún otro flujo de lava pudo haber sido emitido entre 1528 y 1870. Durante el lapso de tiempo transcurrido entre 1528 y 1870 las erupciones se limitaron a emisiones de pequeños domos en la cima del volcán. En conclusión, el Ceboruco debe haber estado muy activo durante los primeros 500 años después de la erupción pliniana Jala hasta la llegada de los Españoles en 1528. Durante este tiempo, seis flujos de lava y varios

domos más pequeños fueron emplazados. Además, los escritos del cronista Lázaro de Arregui publicados en 1621, describen los valles alrededor del volcán cubiertos de ceniza negra (De Arregui, 1946). Esto implica que algunas de las erupciones ocurridas antes del siglo XVI no fueron exclusivamente efusivas, sino también fueron acompañadas por actividad explosiva. Esta observación es importante para la clasificación de los estilos eruptivos pasados, que pudieron haber sido similares al de la erupción de 1870 (ver I 3.1.2.2). Aparte de estas leyendas y de las descripciones generales del paisaje, presentadas por varios cronistas, el Ceboruco fue mencionado como activo en los años 1542 y 1567. Dos cronistas (Mota-Padilla, 1973; Peña-Navarro, 1946; 1956), se refieren al viaje de Antonio de Mendoza (quién en aquel tiempo fue el primer Virrey de la Nueva España) en compañía de Cristóbal de Oñate (Gobernador de la Nueva Galicia) y mencionan una “erupción” en el año 1542. Juntos, el Virrey Mendoza y Oñate, pasaron por la región del volcán en aquel año (Peña-Navarro, 1946, 1956; Tello, 1968; Pérez-Verdía, 1951). Desgraciadamente, no se encontraron documentos de primera mano que contengan más información y detalles de esta erupción, pero tal vez existan en archivos históricos.

Otra fecha, mencionada por al menos dos cronistas y luego repetida por historiadores en conexión con una erupción del Ceboruco, es la de terremotos importantes que ocurrieron en 1566 (Ciudad Real, 1976) y en 1567 (Tello, 1968; Peña-Navarro, 1946, 1956; Pérez-Verdía, 1951; Banda, 1871). En 1567 ocurrieron al menos dos terremotos de gran magnitud, uno el 15 de julio y otro el 30 de diciembre (Tello, 1968). Estos terremotos se sintieron en toda la provincia de Jalisco y afectaron numerosos pueblos, donde casas e iglesias colapsaron y muchas personas perdieron la vida (Tello, 1968; Alcalde de Ameca, citado en Banda, 1871 y en Pérez-Verdía, 1951).

La descripción hecha en 1576 por el Ilustre Sr. A. De Leiva, Alcalde Mayor de Ameca consta lo siguiente:

En 1567 hizo erupción el Ceboruco, volcán de 1575 metros de altura, situado a cerca de dos kilómetros de Ahuacatlán, produciendo muy fuertes temblores en todas las cercanías que derribaron muchas casas y ocasionaron desgracias personales en varios pueblos. Grandes revoluciones geológicas tuvieron lugar, pues se abrió toda la cordillera entre Ameca y Ahuacatlán y el Río de Ameca que nace entre la Hacienda de las Fuentes y el pueblo de Teuchitlán, se secó por más de veinte días (“al cabo de los cuales vino a reventar con

grandísima furia, y el agua que de él salía era muy colorada, con muy mal olor de piedra azufre y no bebieron de él en más de tres meses.

Además, las aperturas de fracturas y los movimientos de la tierra fueron tan intensos, que los indígenas no pudieron mantenerse de pie (Alcalde de Ameca, citado en Banda, 1871). El Río de Ameca se bloqueó por causa de una avalancha de rocas en el área entre Ahuacatlán y Ameca, formando así un lago que luego drenó de manera súbita, lo que causó inundaciones en los valles con aguas que tenían olor a azufre. Al respecto, Banda (1871), quién cita al Alcalde de Ameca, escribe lo siguiente:

En el año 1566 o 1567, hubo una gran conflagración en los volcanes de México, y se cree que varios de Europa y de Asia, especialmente del Archipiélago. Del Etna y otros se tienen noticias, y por lo que respecta a los del país, poseemos una relación verídica, escrita en 1579 por el alcalde mayor de Ameca, Antonio de Leiva, que en el párrafo 21 dice lo siguiente: “A los 21 capítulos se responde: que en esta dicha comarca ni en su jurisdicción, hay volcanes, ni grutas, ni cosa en altura notable; y lo que hay digno de saber es, que con un temblor de tierra que en este pueblo hubo hará doce años, se abrió una cordillera de una sierra que está a una legua de este dicho pueblo, y se bajó en parte a uno o dos Estados. Corre esta cordillera más de trece o catorce leguas, y toda va abierta. En los llanos hizo aberturas muy grandes, y de tanta profundidad, que no se veía el suelo: andaba la tierra de tal manera a una parte y otra, que no podían tenerse en pié los indios; cayeron muchas casas de este pueblo, y con la caída tomaron debajo y mataron mucha gente: murieron muchas mujeres. Sucedió de este temblor, que el río que pasa por este dicho pueblo se secó, con ser de gran golpe de agua, por más de veinte días, al cabo de los cuales vino a reventar con grandísima furia, y el agua que de él salía era muy colorada, con muy mal olor de piedra azufre, y no bebieron de él en más de tres meses, hasta que volvió a su ser y color. Fue cosa de tanto espanto la fuerza del temblor, que se entendió que el mundo se acababa, y esto se responde a este capítulo.”

Los cronistas antes mencionados, que describieron este evento devastador, también hacen constar que una erupción del Ceboruco fue la causa de los terremotos. Concretamente, Banda (después de haber citado al Alcalde de Ameca) escribe lo siguiente:

Creemos, pues, muy probable que en el año citado hicieron erupción los volcanes de Colima y Ceboruco, y tal vez algunos otros.

Y Peña-Navarro (1956) escribe: *En el año de 1567, el Ceboruco, volcán cerca de Ahuacatlán, que ya tenía algunos años inactivo, hizo erupción, basándose en los escritos de Padre Tello a*

quién cita de la siguiente manera: *Por pascua de Espíritu Santo tembló la tierra y creció la laguna de Chapala tanto, a quince de Julio del año 1567, que se cayeron todas las casas del pueblo, y a 30 de diciembre del mismo año, hubo un terremoto y temblor de tierra que derribó muchas iglesias de la provincia de Xalisco...* El mismo Tello también cita el Alcalde de Ameca: *Entre Ahuacatlán y el río Ameca se registraron enormes derrumbamientos y abras de las montañas secándose el río por más de veinte días, ...al cabo de las cuales vino a reventar con grandísima furia, y el agua que de él salía era muy colorada, con muy mal olor de piedra azufre y no bebieron de él en más de tres meses.*

Ninguna evidencia adicional fue encontrada para confirmar estas afirmaciones. Tal vez durante esos dos años de actividad tectónica, una erupción de magnitud pequeña ocurrió en el área de la cima del volcán (cráter interior) que coincidió temporalmente con terremotos relacionados al proceso de subducción. Dos décadas después, en el año 1585, se describió un riachuelo con aguas que tenían olor a azufre que nacía al pie del volcán (Ciudad Real, 1976) y alrededor del año 1600, se menciona actividad fumarólica menor (Mota y Escobar, 1966). Finalmente, en un poema escrito durante la última década del siglo XVI por Bernardo de Balbuena, quién trabajó primero hasta el año de 1592 en Guadalajara como capellán y luego como cura en San Pedro Lagunillas (un pequeño pueblo cerca de Compostela), se menciona al Ceboruco como “monstruo horrible...que ahora con su roja luz visible de clara antorcha sirve...” (ver poema abajo) (Balbuena, 1627, en Jitrik, 1988).

*Los riscos de Chiametla y de Copala,
y de su rica playa las Salinas;
la áspera Guaynamota, que la iguala
en fieras gentes y en preciosas minas;
los altos montes de Jalisco y Jala,
llenos de miel sabrosa, y de sabinas;
los jardines del valle de Banderas,
y reventando el mar por sus riberas.*

*El gran volcán de Jala, monstruo horrible
Del mundo, y sus asombros el más vivo,
Que ahora con su roja luz visible
De clara antorcha sirve a lo que escribo;
Y a ti, oh soberbio Olimpo inaccesible,
De esta historia feliz rico motivo,
También verían de allí, puestos por tilde
A tu alta frente y tu laguna humilde.*

Del poema se puede deducir que lava incandescente (probablemente un domo pequeño) estaba creciendo en el cráter interior de la cima del Ceboruco en aquel tiempo.

Un resumen de información histórica relacionada a probables fechas de erupciones entre 1000 DC y 1870 se encuentra en la Tabla 2.

Tabla 2: Cronología de los fenómenos volcánicos observados por testigos oculares, preservado en leyendas o descripciones de paisajes, indicativos para posibles erupciones del Ceboruco durante el lapso de tiempo entre la erupción plimiana Jala y la última erupción en 1870.

Fecha del registro del relato y autor	Fecha probable del evento referido	Relato, tradición, leyenda o descripción del paisaje	Interpretación	Referencia
Leyenda contada en 1820 por habitantes de Ahuacatlán y Jala, sin fecha	entre ~1000 DC y 1300 DC	Montaña de forma perfecta y muy alta hasta que se hundió la mitad de ella.	Erupción plimiana? Colapso del domo Dos Equis?	Banda, 1871
1604 1653 1584-1589		Pueblo al pie del Ceboruco destruido debido a que sus habitantes habían pecado.	Emplazamiento flujo de lava El Norte y/o El Ceboruco.	Mota y Escobar, 1966 Tello, 1968 Ciudad Real, 1976
Tradición de los indios, 1621		Ruido tan fuerte que se quedaron sordas las personas que vivían cerca del volcán, abandono de pueblos cercanos.	Emplazamiento flujo de lava El Norte y/o El Ceboruco.	De Arregui, 1946
1621	1621?	Todo este valle es en la superficie de la tierra, cubierto por una arena negra y gruesa.	Caída de ceniza? Una de las últimas erupciones antes de la llegada de los Españoles?	De Arregui, 1946
		En el camino real junto al Ceboruco hay unas piedras grandes negras, de que las decimos del volcán, en las cuales se ven clavos hincados que dicen que los clavó el Capitán Fernando Cortés.	Flujo de lava Ceboruco ya existió en 1528 (llegada de Españoles a Nayarit).	De Arregui, 1946
1587		El padre comisario pasó adelante y acababa de subir aquella abra, fue por otra bajando alrededor del mismo volcán, y dejando en el camino muchas casas caídas y arruinadas y vestigios y	Camino de Jala a Tequepexpan cruza los flujos de lava Coapan I, El Norte y Coapan II. Relato se refiere al emplazamiento	Ciudad Real, 1976

Tabla 2: (Continuación)

1587	Febrero 1566	señales de edificios y pueblos antiguos y alrededor del volcán muchos y muy grandes montes de peñascos y peñas quemadas, que (según le dijeron) habían salido de aquel volcán, cuando reventó...	de uno de ellos o todos.	Sismo en Jalisco y Nayarit.	Ciudad Real, 1976
1587		...pásase un arroyo de agua tibia y que huele a piedra azufre, el cual nace de la raíz y pie del volcán; desde lo alto del volcán sobredicho descende un como río muy ancho, de piedra quemada, de grande altura, el cual atraviesa el camino y todo el valle hasta llegar muy cerca del río de Ahuacatlán...		Al S del Ceboruco había un río "tíbio" con olor a azufre que indicaría remanente de una erupción pasada. Además se describe el flujo Ceboruco que ya estaba emplazado en tiempos de la llegada de los Españoles.	Ciudad Real, 1976
1587		Entre los indios viejos que afirman esto hay tradición de sus antepasados que donde está ahora aquella piedra había antiguamente un pueblo de indios...y que ellos muriesen cubiertos de aquella piedra que dél salió.		Se refiere al flujo de lava Ceboruco, debajo del cual había un pueblo de indios.	Ciudad Real, 1976
1551	1528-1551	...por medio de estas dos parcialidades pasa un río que las divide, dejando a Xuchipil a la parte oriente, y a Ahuacatlán al poniente. en tiempos pasados creció tanto que anegó todo el pueblo y derribó la iglesia...y destruyó muchos Españoles.		Inundación de Ahuacatlán fecha exacta desconocida.	Tello, 1968

Tabla 2: (Continuación)

?	Febrero 1542	Viaje del virrey Mendoza en compañía de Cristóbal Oñate...pasando por la falda de Ceboruco que entonces llamaban Tonan y que estaba en erupción,...	Ceboruco se llamaba Tonan en 1542, tal vez una pequeña erupción en la cima? O sólo fumarola?	Pérez-Verdía, 1951
?	1567	...produciendo muy fuertes temblores, en todas las cercanías que derribaron muchas casas y ocasionaron desgracias, en varios pueblos se abrió toda la cordillera entre Ameca y Ahuacatlán y el río Ameca “se secó por más de 20 días, a cabo de los cuales vino a reventar con grandísima furia, y el agua que de él salía era muy colorada, con muy mal olor de piedra azufre y no bebieron de él en más de tres meses”.	Interpretaciones de varios historiadores indicando que la causa del sismo de 1567 fue una erupción de los volcanes cercanos como Ceboruco la cita original (del Alcalde de Ameca) sólo menciona el sismo y sus consecuencias.	Pérez-Verdía, 1951 Tello, 1968 (y otros)
1576 Sr. A. De Leiva, Alcalde Mayor de Ameca	1567			
?	15. 07. 1567 30. 12. 1567	En el año de 1567, el Ceboruco, volcán cerca de Ahuacatlán, que ya tenía algunos años inactivo, hizo erupción. Cita a Padre Tello: „, Por pascua de Espiritu Santo tembló la tierra y creció la laguna de Chapala tanto, a quince de Julio del año 1567, que se cayeron todas las casas del pueblo, y a 30 de diciembre del mismo año, hubo un terremoto y temblor de tierra que derribó muchas iglesias de la provincia de Xalisco...	Cita original del Padre Tello sólo menciona sismo, historiador lo interpreta como erupción	Peña Navarro, 1946
Bernardo de Balbuena Poeta	~1550-1600	El gran volcán de Jala, monstruo horrible Del mundo, y sus asombros el más vivo, Que ahora con su roja luz visible De clara antorecha sirve a lo que escribo;	Erupción pequeña en la cima? Aparte del poema ninguna otra evidencia.	Balbuena, 1627

I 3.1.2.2 La erupción de 1870 a 1875

La única erupción histórica del Ceboruco documentada con detalle, inició el 23 de Febrero de 1870 y duró hasta 1875, cuando aún ascendían columnas eruptivas de menor escala cargadas de ceniza en intervalos de 10 minutos y además todavía se notaba movimiento de lava (García, 1875; Iglesias et al., 1877). En 1872 el flujo de lava cesó su avance lateral, pero una inflación vertical estaba produciendo un incremento del espesor de la lava ya emplazada de manera lenta pero continua (Iglesias et al., 1877). Durante la primera década del siglo XX aún se observaban fumarolas a lo largo del flujo de lava y dentro del cráter (Barrera, 1931). El Instituto Smithsonian (Programa de Volcanismo Global) ha clasificado a la erupción de 1870 con un Índice de Explosividad Volcánica (VEI; Newhall y Self, 1982) de 3. La posible repetición de una erupción similar en el futuro, justifica ampliamente emprender una reconstrucción de los eventos eruptivos a partir de la documentación plasmada por testigos oculares. Esta reconstrucción puede servir como guía para ayudar a anticipar el posible curso de eventos eruptivos en el caso de una reactivación futura del Ceboruco. Caravantes (1870) e Iglesias (1877) visitaron el Ceboruco y produjeron una importante documentación de sus observaciones directas efectuadas en diferentes periodos de tiempo durante la erupción de 1870-1875. Además de sus propias observaciones, obtuvieron información de los habitantes de los pueblos adyacentes como Ahuacatlán y Jala (también ver Barrera, 1931 y Banda, 1871). Información adicional, basada en las publicaciones de Caravantes (1870) y otros, se publicó en Alemania por Kunhardt (1870) y Fuchs (1871). Una síntesis de los fenómenos reportados y sus fechas se presenta en la Tabla 3. Además, se incluyen ilustraciones gráficas y dibujos hechos por testigos oculares (Figs. 8 a 11).

Las primeras señales que auguraban una reactivación incluyeron ruido subterráneo y actividad sísmica, ambos notados en los años 1783 y 1832. Aquellas del año 1832 se sintieron con suficiente fuerza como para causar temor entre los habitantes de Jala, que abandonaron sus casas por unos cuantos días (Iglesias et al., 1877). Ya en 1870 el momento exacto a partir del cual las señales que anunciaban una inminente reactivación eran consideradas como definitivas, varían de autor a autor, pero ocurrieron entre Febrero 15 y 21.

Precursores de la erupción incluyeron ruido, actividad sísmica y la observación de vapor blanco elevándose sobre la cima del volcán. Todos los autores coinciden en que el comienzo de la erupción fue el 23 de Febrero. Ese día se elevaron columnas de vapor y cenizas que fueron acompañadas por fuerte ruido y sismos débiles. Durante la noche, las personas veían *fuego* que

salía del cráter desde 4 o 5 puntos diferentes. También, durante el inicio de la fase principal de la erupción, el 23 de Febrero, *arena hirviendo, moviéndose como agua* descendió fluyendo por la barranca Los Cuates.

Al respecto, Caravantes (1870) escribe lo siguiente:

...Esta lava fina o arena hervida corrió por el arroyo a semejanza del agua, el miércoles 23 de febrero al principiar con fuerza la erupción.

Décadas más tarde y después de haber leído descripciones de la erupción de Mt. Peleé en Martinica ocurrida en 1902, Waitz (1920) reconoce que la descripción de Caravantes tiene similitudes con aquellas de las *nueé ardentes* observadas en el Mt. Peleé (Lacroix, 1904).

Caravantes también describe depósitos frescos emplazados en la barranca Los Cuates, que pudo observar personalmente durante una excursión al cráter del Ceboruco el 7 de Marzo de 1870. Además, cuando estaba subiendo la barranca Los Cuates, Caravantes pudo notar tres sitios cerca de la cima donde se producían columnas eruptivas de vapor y ceniza, de manera alternada o simultáneamente. También describe el flujo de lava que avanzaba por la barranca Los Cuates con una frente de flujo de 80 m de altura. Las observaciones de Antonio Caravantes durante la expedición fueron publicadas meses después e ilustradas con una litografía del famoso pintor José María Velasco (Fig. 8A), quién también participó en esa expedición (Trabulse, 1992).

Banda (1871) menciona observaciones de Caravantes y Fuentes, quiénes participaron en esta primera expedición del año 1870. Además, incluye reportes proporcionados por personas de los pueblos cercanos que habían visitado el volcán durante la erupción. Así informa sobre el flujo de lava que está avanzando y la extensión de la caída de ceniza, que cubrió el terreno hasta una distancia de 15 “leguas” (1 legua = 5,572.7 m) con un espesor de 40 a 50 cm. Además, Banda (1871) publicó dos dibujos que ilustran la erupción en proceso y que fueron producidos durante el año de 1870 por un artista desconocido (Figs. 8B y 8C). En Guadalajara y el resto del estado de Jalisco se sintió una actividad sísmica intensa durante los primeros meses de 1875. El sismo más fuerte ocurrió el 11 de Febrero (García, 1875; Palacio, 1877). Como resultado de esta actividad el pueblo de San Cristóbal, al NE de Guadalajara, quedó completamente destruido. Sobre los sismos que ocurrieron casi todos los días se menciona que tuvieron una *dirección de empuje vertical* y que duraban de entre unos cuantos segundos hasta casi un minuto cada uno. Pocas semanas después del fuerte sismo del 11 de Febrero, el gobierno local envió a un grupo de ingenieros (Iglesias, Bárcena, Matute, etc.) con la orden de proveer un reporte detallado de la actividad del Ceboruco. Los ingenieros permanecieron en el área alrededor de dos semanas y

produjeron un mapa geológico (Fig. 9), documentación fotográfica (Figs. 10A, 10B, 11A y 11B) y una descripción de la erupción que aún estaba en proceso. Se realizó una excursión al borde del cráter exterior, en la cual participaron los investigadores de Guadalajara, así como personas de los pueblos aledaños.

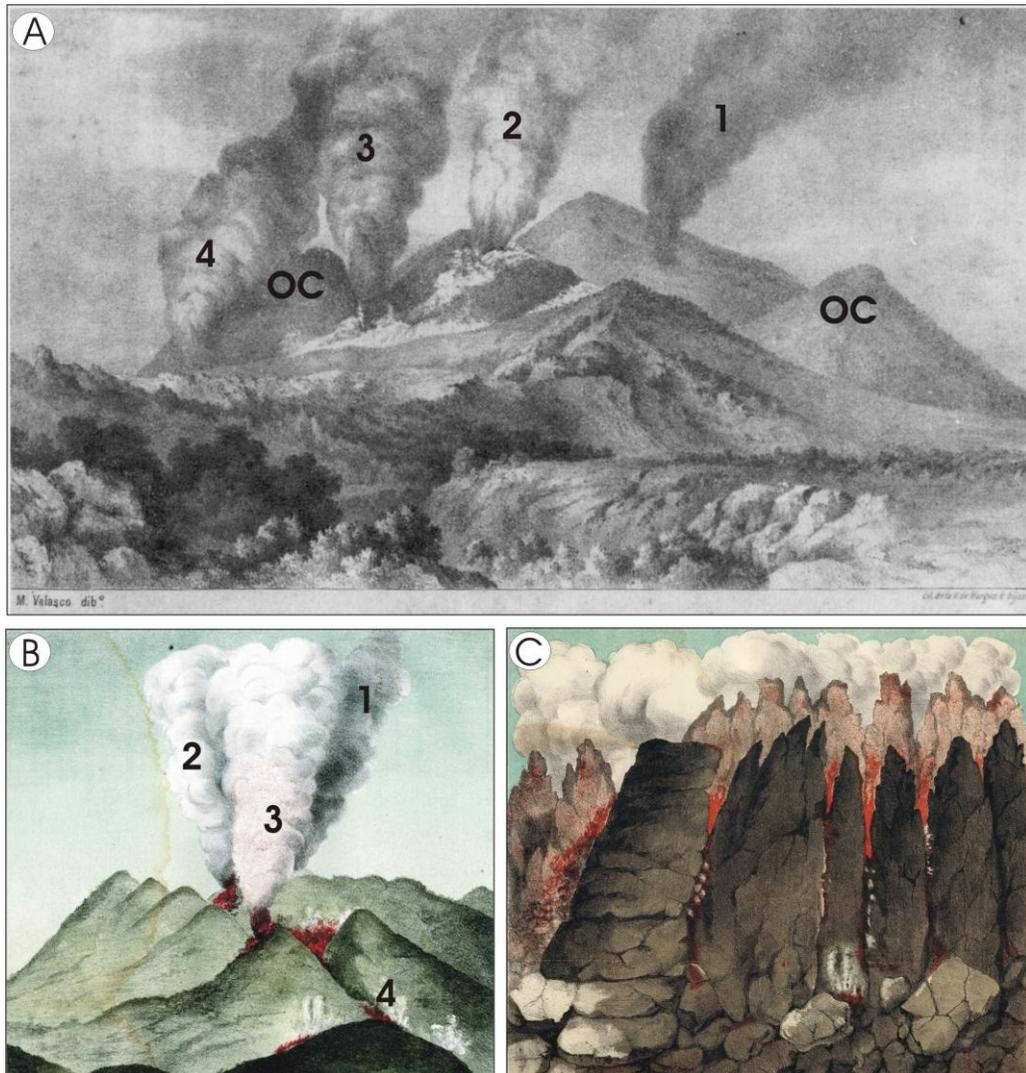


Figura 8. (A) Litografía de José María Velasco que muestra el volcán Ceboruco en erupción, visto desde el S en 1870 (Caravantes, 1870). La litografía muestra la columna eruptiva principal elevándose del cráter de 1870 (2), así como columnas de humo (3 y 4) generadas por el flujo de lava avanzando por la barranca Los Cuates. El origen de la columna (1) no está claro pero pudo haber sido causada por incendios del bosque o asociada al emplazamiento del “coulée” de 1870 que se localiza al NE del cráter de 1870 (ver Fig. 13). OC señala el borde del cráter exterior. Las litografías (B) y (C) fueron creadas por un artista no identificado y publicadas por Banda (1871). En B se puede ver el Ceboruco desde el pueblo de Uzeta al SW del volcán (ver Fig. 3), mismo que se vió amenazado por el

flujo de lava en avance (números 1 a 4 como en A). C parece mostrar la espina de un domo en el cráter o los márgenes del flujo de lava en avance.

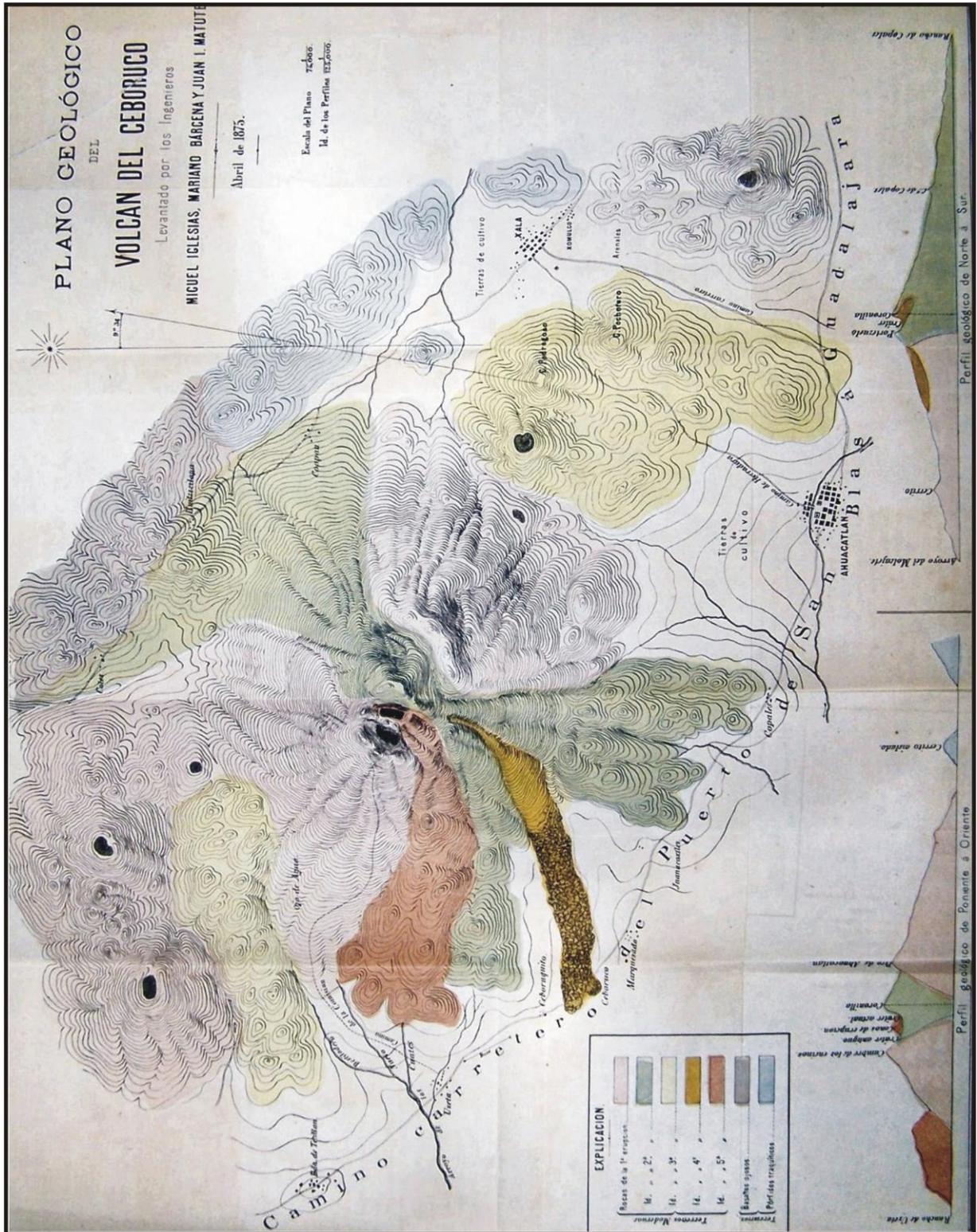


Figura 9. Mapa geológico y perfil del volcán Ceboruco elaborado por la Comisión Científica, la cual fue enviada a investigar el volcán durante su erupción en 1875 (Iglesias et al., 1877). El flujo de lava de 1870-75 se muestra en color rojo, mientras que el flujo de lava Ceboruco, emitido entre 1005 y 1528 DC se muestra en color anaranjado.

El grupo ascendió bordeando el flujo de lava recién emplazado y llegó a Los Encinos, un punto localizado sobre el borde W del cráter exterior (Figs. 13 y 14A). Desde ahí, pudieron observar el borde SW del cráter de 1870 así como partes del nuevo flujo de lava. Sin embargo, no fue posible mirar hacia el interior del nuevo cráter. Por ello, no pudieron observar ni el pequeño domo tipo “plug” ni la “colada” de 1870 (Figs. 11A, 13A y 14A). Los dibujos presentados en las Figs. 10 y 11 están probablemente basados en observaciones y fotografías hechas durante la excursión de 1875 y fueron publicados por Iglesias et al. (1877). Ellos muestran el área del nuevo cráter (Fig. 11A) y vistas del Ceboruco desde diferentes ángulos (Figs. 10A, 10B y 11B).

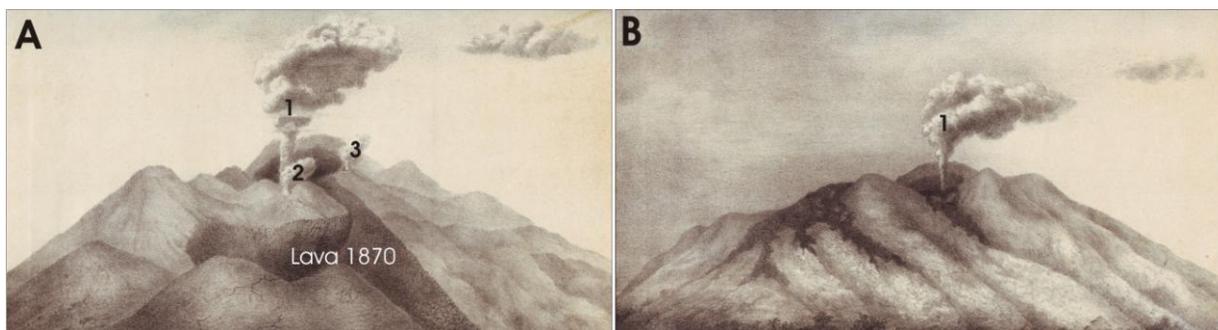


Figura 10. En el año de 1875 varios ingenieros ascendieron por el flanco occidental del Ceboruco para observar la erupción en proceso. (A) Esta litografía muestra la vista desde “Los Encinos” (ver Figs. 13 y 14), una localidad sobre el borde occidental del cráter exterior en el lado W del Ceboruco. También se puede observar el cráter de 1870 del que emana una columna eruptiva cargada de cenizas (1) y fumarolas (2 y 3) que se elevan desde montículos de material piroclástico que componen el borde W del cráter de 1870. El punto más elevado del volcán (La Coronilla) se observa en el fondo. (B) Durante esta excursión en el año de 1875 los ingenieros también rodearon el volcán y obtuvieron así una vista del Ceboruco desde el NNW. Se observa la columna eruptiva tal como se vió durante el mes de marzo de 1875, así como el flujo de lava “El Norte” (Iglesias et al., 1877).

Varios participantes publicaron sus observaciones realizadas durante esta expedición memorable (e.g. Iglesias et al., 1875; García, 1875 y Bárcena 1875). En el momento de la llegada de los ingenieros al Ceboruco, columnas cargadas de ceniza se elevaban del cráter en

intervalos de 10 minutos. La inyección de nueva lava produjo una inflación vertical del flujo de lava, pero ningún movimiento lateral.

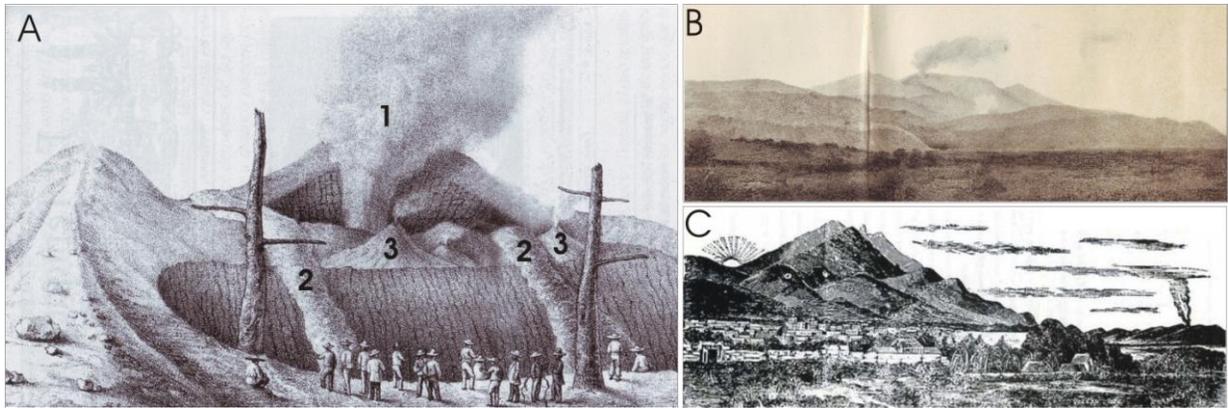


Figura 11. A y B son litografías que están basadas en dibujos de los miembros de la expedición científica que ascendió al cráter el 20 de marzo de 1875 (Iglesias et al., 1877). (A) muestra una vista desde Los Encinos hacia el SE. Una columna de ceniza (1) se eleva desde el cráter de 1870 del cual flujos de lava (2) fueron emitidos durante años anteriores. También se pueden observar fumarolas que se elevan desde montículos de material piroclástico (3) localizados en el borde del cráter. Al frente se pueden reconocer 16 personas observando la actividad. Ellas son en su mayoría gente curiosa de los pueblos de Uzeta y Ahuacatlán que se unieron a la expedición al cráter. (B) muestra una vista hacia el volcán Ceboruco en erupción posiblemente desde Tetitlán, que se localiza a una distancia de ~10 km del cráter. Por más de una década el Ceboruco estuvo presente en periódicos locales como “Lirismo” o “Lucifer”. Una litografía de C. Deave (C) muestra una vista panorámica desde Tepic en el año de 1875. El sol se eleva detrás del volcán Sangangüey mientras que el Ceboruco en erupción se puede observar en el fondo con su columna de ceniza elevándose de su cima. Esta litografía fue publicada en el periódico local “Lirismo” en 1920.

En Ixtlán del Río, un poblado localizado 15 km al SE del cráter, se observaba caída de ceniza (Fig. 3). Iglesias et al. (1877), así como Barrera (1931) describen observaciones por testigos oculares de la lava que emergía y se amontonaba en el terreno cercano al cráter, así como en varios otros lugares dentro de la parte superior de la barranca Los Cuates, para producir en la superficie *bloques incandescentes*, los cuales posteriormente caían y rodaban hacia ambos lados de los promontorios. De acuerdo con estas descripciones, la lava emergió a lo largo de varias fracturas en el flanco SW superior así como en el cráter del Ceboruco. Después de cinco años de erupción continua, se reportaron enfermedades de la piel y de las vías respiratorias que afectaron a varias personas de los pueblos cercanos. Además, el ganado y los animales salvajes sufrieron una abrasión mortal de sus dientes debido a la alimentación con plantas cubiertas con

ceniza fina. Los campos de cultivo fueron afectados parcialmente de manera negativa (Ahuacatlán) pero también positivamente (Jala).

En el año de 1894, Ordóñez visitó el volcán y encontró un xenolito de granito (enclave) cerca de la cima del Ceboruco (Ordóñez, 1896 y 1897; ver también Rubinovich y Lozano, 1998). En este año (19 años después del cese de la erupción) dos fumarolas mayores todavía estaban activas dentro del cráter de 1870 con temperaturas de 96°C. Adicionalmente, otras fumarolas eran visibles a lo largo del flujo de lava de 1870-72 (Ordóñez, 1896). A partir de 1877, el Ceboruco se mantuvo en un estado de actividad fumarólica, la cual disminuyó continuamente durante el transcurso del tiempo pero aún persiste hasta el presente. Las temperaturas de la fumarolas en el área de la cima fueron determinadas en el año de 1994 cuando variaban entre 84°C en el cráter exterior y 92°C en el cráter interior (Venegas, 1995).

A principios del siglo XX, la actividad fumarólica aun era muy vigorosa ya que Barrios de los Ríos (1908) menciona lo siguiente: *...semejante a nubecilla pasajera que roza el vértice, y suele percibirse al pie de El Ceboruco, y aún a larga distancia.... Aquí en la altura, al salir esas fumaradas, se oye un soplo vigoroso, capaz de helar los huesos....*

Tabla 3: Cronología de los fenómenos volcánicos observados por testigos oculares de la última erupción del Ceboruco (1870 a 1875).

Fecha	Tipo de actividad	Referencia
Año 1870		
15 de Febrero	Ruido subterráneo, sismos de baja magnitud.	Banda, 1871
16 de Febrero	Ruido subterráneo, sismos.	Iglesias et al., 1877
18 de Febrero	Ruido, sismos más fuertes, vapor blanco saliendo cerca de La Coronilla.	Iglesias et al., 1877
21 de Febrero	Actividad fumarólica (“humo blanco”) Después de 2 sismos de baja magnitud, explosión acompañada por emisión de vapor y ceniza, después “columna de fuego”.	Caravantes, 1870, Kunhardt, 1870 Fuchs, 1871
23 de Febrero	Columna eruptiva, ruidos fuertes, sismos de baja magnitud, emisiones de vapor y cenizas del cráter y dispersión al NE; durante la noche “fuego” y varias columnas eruptivas en diferentes lugares, aparece la primera lava. Explosiones de ceniza, con caídas hasta distancias de 6 leguas (1 legua = 5,572.7 m), “arena hirviendo” fluyendo por barranca Los Cuates “como agua” en cuanto la erupción comienza “con fuerza”.	Caravantes, 1870; Iglesias et al., 1877; Banda, 1871 Kunhardt, 1870 testigo ocular, mencionado por Caravantes, 1870 Iglesias et al., 1877
27 de Febrero	Acumulaciones de lava previamente observadas en el lado S del cráter comienzan a fluir por la barranca Los Cuates (al principio hacia el S, luego el SW).	Iglesias et al., 1877
Finales de Febrero	No solamente “una” columna de ceniza sino “varias”, a lo largo de fracturas en la barranca Los Cuates, también emerge lava de estas fracturas.	Caravantes, 1870
6 de Marzo	Ruido similar al “estruendo de las olas de la mar embravecida”, y “silbidos como los que da el vapor de una locomotora”, gruesas columnas de “vapor” negro, “fuego” en el cráter durante la noche.	Caravantes, 1870
7 de Marzo	Excursión de Caravantes acompañado de lugareños a la barranca Los Cuates: re-examinación de los depósitos emplazados por el flujo de bloques y ceniza del 23 de Febrero (todavía con temperatura de 74°C), la lava había avanzado del cráter a la parte superior de la barranca Los Cuates (espesor de 80 m), columnas de ceniza y olor “píritoso” cerca del flujo de lava, en el cráter “se ven levantarse dos o tres columnas vaporosas a un mismo tiempo o alternativamente”, lava avanza 5-6 m al día. El flujo de lava en avance cambió su color de gris a negro.	Caravantes, 1870
15 de Marzo		

Tabla 3: (Continuación)

Mediados de Marzo	Erupción todavía en transcurso: “cada erupción está acompañada por expulsiones fuertes de gases con sonidos de una tormenta; rocas son lanzadas verticalmente; lava muy viscosa fluye a lo largo de la barranca donde forma un muro; columnas altas blancas, las cuales contienen ceniza.	Fuchs, 1871
24 de Junio	Ceboruco está activo sin cesar, ceniza cae con tal densidad que las personas del pueblo Marquesado (al S del Ceboruco) apenas pueden ver.	“Civilización de Guadalupe” (revista), citada en Fuchs (1871)
Año 1871		
	Amplias áreas cubiertas por ceniza, hasta 40-50 cm en espesor.	Banda, 1871
Año 1872	El flujo de lava para en su avance a lo largo de la barranca Los Cuates después de un poco más de 2 años, alcanzando una distancia final de 7,520 m del cráter.	Iglesias et al., 1877
Año 1875		
11 de Febrero	Sismos fuertes de subducción sentidos en Guadalupe, San Cristóbal destruido. En seguida se envía un comité oficial para investigar la actividad del Ceboruco.	García, 1875 (en Banda, 1875)
20 a 28 de Marzo	“Explosiones” subterráneas, pequeñas columnas cada 10 minutos, a veces cargadas de ceniza que alcanzan distancias hasta de 15 km (Ixtlán del Río) del cráter, la parte central del flujo de lava cambia su forma constantemente debido a movimientos internos. El emplazamiento de la lava es descrito de la siguiente manera: “al principio, el suelo se calienta interiormente; la vegetación muere; el terreno se cuarteaba generalmente en el paralelo de la línea de levantamiento; comienza a elevarse gradualmente formando ampollas o pequeñas eminencias que cada día suben más; se va formando hacia el medio, un filo o arista; las pendientes a uno y otro lado, crecen en proporción al desprendimiento de las piedras que al rodar a las partes más bajas, arrastran la tierra y los vegetales. Nuevas piedras salen del interior y descienden con elevada temperatura... La acción continúa así por largo tiempo, después aparecen ya grandes rocas que, enrojecidas, ruedan a su vez, arrastrando consigo otras muchas y causando un gran movimiento en aquella falda... Algunos picos cónicos se ven sobre aquella masa, que son diversas bocas por donde salen constantemente vapores sulfurosos...”	Iglesias et al., 1877
Después de 1885	La erupción continúa por 5 años, con la actividad más fuerte en 1882, cesa finalmente. Actividad fumarólica.	

I 3.1.3 Actividad eruptiva post-Jala (990-1020 DC) y volúmenes de los flujos de lava

No existen ni fechamientos de radiocarbono, ni documentaciones históricas detalladas sobre la actividad del Ceboruco durante el lapso de tiempo que transcurrió entre la erupción pliniana Jala en 990-1020 DC (1060 ± 55 años AP) y la erupción más reciente de 1870-1875; sin embargo, se intentó realizar una reconstrucción de la historia eruptiva para este periodo basada en observaciones de campo, imágenes de satélite, fotos aéreas y algunos documentos históricos. Adicionalmente, los volúmenes de los productos (en su mayoría flujos de lava) emitidos durante este período han sido estimados como parte del presente estudio.

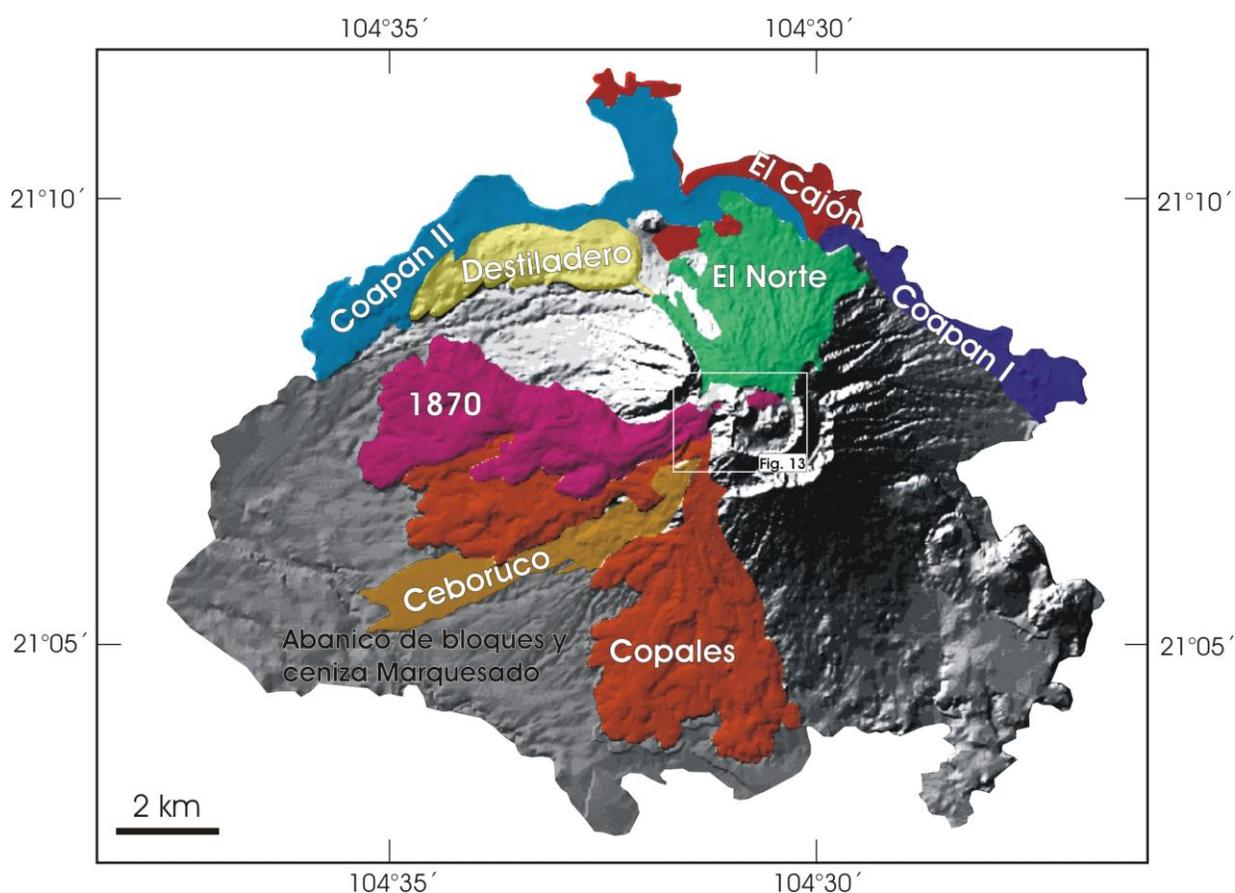


Figura 12. Modelo sombreado del Ceboruco que muestra los flujos de lava emplazados poco antes (Destiladero) y después de la erupción pliniana Jala (Copales, Cajón, Coapan I, Coapan II, El Norte, Ceboruco, y 1870-75; del más antiguo al más joven). El cuadro insertado indica el área mostrado con mayor detalle en la Fig. 13.

Los volúmenes de los flujos de lava se estimaron usando observaciones en el campo (Tabla 4) y software comercial de los Sistemas de Información Geográfica (GIS) ArcView e ILWIS (Sistema de Información Integrada de Tierra y Agua).

Primero, los límites de los flujos de lava fueron trazados con el uso de ILWIS para obtener la aproximación más exacta posible del área de emplazamiento original. El volumen de cada flujo de lava fue calculado mediante la multiplicación del valor del área de su superficie (determinado con ArcViewGis) por el valor de su espesor promedio (determinado con un método que combina observaciones de campo con una estimación obtenida de modelos digitales de elevación) (Tabla 4). Antes de la erupción pliniana Jala, ocurrió un cambio en la composición de los flujos de lava que habían sido uniformemente andesíticos. Este cambio a magmas más evolucionados ocurrió cuando fue emplazado el flujo de lava Destiladero que es de composición más dacítica (Fig. 12, Tabla 4) en el flanco NW del Ceboruco. Este flujo tiene un volumen de 0.42 km^3 y se encuentra cubierto por la pómez Jala.

Después de la erupción cataclísmica Jala que formó el cráter exterior y expulsó un volumen de $3\text{-}4 \text{ km}^3$ (DRE) (Gardner y Tait, 2000) con un VEI de 6, un total de 7 flujos de lava (incluyendo el flujo de lava de 1870-75) han sido emitidos del área del cráter. Adicionalmente, varios domos y conos pequeños han sido emplazados dentro de este cráter (Figs. 12, 13, 14 y 15).

Aunque Frey et al. (2004) propusieron la existencia de 9 flujos de lava post-Jala, en este trabajo se concluye que solamente un total de 7 flujos de lava han sido emplazados después de la erupción pliniana Jala (Fig. 6). Estos flujos de lava son fáciles de identificar debido a que no se encuentran cubiertos por la pómez Jala. Además, Frey et al. (2004) no especificaron cuáles flujos de lava exactamente fueron emitidos después de la erupción pliniana Jala. Por ello, no se puede llevar a cabo una discusión de las discrepancias existentes.

Los flujos de lava post-plinianos incluyen (del más antiguo al más joven) el Copales, Cajón, Coapan I, Coapan II, El Norte, Ceboruco y finalmente el de 1870 (Fig. 12). Los flujos de lava Copales y el de 1870 son dacíticos (ca. 65-68.5 wt% SiO_2), mientras que los demás tienen una composición andesítica (60-61.7 wt% SiO_2).

Dentro del cráter exterior (Jala) se formó el domo Dos Equis (Nelson, 1980) antes de ser drenado por el flujo de lava asociado denominado Copales. El drenaje lateral del domo Dos Equis resultó en su deflación (por subsidencia), seguido por su colapso y así la consecuente formación del cráter interior del Ceboruco (Nelson, 1980). Hoy en día, los restos del domo Dos Equis componen los bordes del cráter interior (Figs. 13 y 14). Flujos de lava más jóvenes

emplazados hacia el N y SW cubrieron casi completamente los remanentes del domo dos Equis. Los momentos exactos de la deflación del domo dos Equis y el emplazamiento subsiguiente del flujo de lava Copales (Nelson, 1980) en el flanco S del volcán se desconocen. La leyenda de la montaña alta de forma perfecta, mencionada en capítulos anteriores, había sido preservada por mucho tiempo por personas nativas de los pueblos aledaños y puede tener su origen en este evento o en la anterior erupción pliniana Jala.

Debido a su amplia área de emplazamiento (26.39 km^2) y su espesor considerable, el flujo dacítico Copales tiene el volumen más grande con 2.1 km^3 (Tabla 4).

Aunque el flujo Copales se encuentra cubierto parcialmente por flujos más jóvenes, se puede calcular su volumen porque sus márgenes de flujo originales se pueden trazar por debajo de las lavas más jóvenes usando modelos digitales de elevación.

Cuatro flujos de lava (Cajón, Coapan I, Coapan II y El Norte) cubren el flanco norte del Ceboruco y el área adyacente al pie del volcán (Fig. 12). Debido a que cada flujo emplazado, subsecuentemente cubrió parcialmente los flujos anteriormente emitidos, los volúmenes respectivos fueron estimados trazando su área original de emplazamiento y no considerando únicamente su área de exposición actual (Tabla 4).

El flujo de lava andesítico Cajón (0.07 km^3) subyace al flujo de lava andesítico Coapan II (0.06 km^3). El flujo de lava Coapan I (0.31 km^3) muy probablemente fue emplazado más o menos al mismo tiempo que el Coapan II, del cual se puede distinguir por su composición andesita basáltica (Fig. 12, Tabla 4).

Los cráteres que dieron origen a estos tres flujos de lava se encuentran cubiertos por el flujo de lava más reciente, El Norte (0.36 km^3) que fue extruido en los flancos superiores cerca del borde del cráter exterior. El Ceboruco (Fig. 2A), el flujo más joven después del de 1870-75, tiene un volumen de 0.16 km^3 y fue emplazado en los flancos SW entre los dos lóbulos del flujo de lava Copales (Figs. 9 y 12). El cráter de este flujo de lava andesítico desprovisto de vegetación y de color gris oscuro, se localiza justo debajo del borde del cráter exterior en los flancos superiores SW del Ceboruco.

Evidencia histórica (ver discusión anterior) indica que los dos flujos de lava morfológicamente jóvenes, El Norte y Ceboruco, fueron emplazados antes del año 1528 DC. Esto implica que seis flujos de lava con un volumen total de ca. 3 km^3 (Tabla 4) se emplazaron dentro de un lapso de tiempo de aproximadamente 500 años a partir de la erupción pliniana Jala (Fig. 15). Al arribo de los Españoles, los indígenas no recordaban haber atestiguado directamente erupción alguna,

pero aún preservaban leyendas de sus antepasados. Por ello, el flujo de lava El Ceboruco (Fig. 12) debió haber sido emplazado por lo menos varias décadas antes del año de 1528 (Fig. 15). Con la excepción de erupciones menores en el área de la cima (ver abajo) que formaron domos pequeños y conos piroclásticos dentro del cráter interior del Ceboruco, el volcán se mantuvo en un estado de inactividad relativa hasta su reactivación más seria en el año de 1870 (ver sección 4.1.2.2), cuando el flujo de lava de 1870 fue emplazado. La erupción de 1870 fue anticipada por actividad freato-magmática que formó un cráter pequeño al W del cono piroclástico I (Figs. 13 y 14A). Esta actividad removió parcialmente el borde del cráter W del cono piroclástico I, formando así el borde E del cráter nuevo de 1870. El flujo de lava de 1870, así como dos domos más pequeños probablemente contemporáneos, fueron emitidos dentro del área de la cima y tienen una composición uniforme dacítica con un volumen total de 1.14 km³ (Tabla 4). Ellos se formaron a lo largo de una zona de debilidad y se encuentran alineados en una dirección WSW-ENE (Fig. 13). El deslizamiento de la parte W del cono piroclástico I también pudo haber estado controlado por una falla, pero esta muestra una dirección aproximadamente N-S (Fig. 13). El proceso de colapso de los bordes inestables del lado E del cráter de 1870 todavía se pudo observar durante las últimas etapas de la erupción en el año 1875 (Iglesias et al., 1877). Algunas de estas erupciones que produjeron flujos de lava, probablemente fueron acompañadas de actividad explosiva menor y el emplazamiento de flujos de bloques y ceniza, cómo sugiere la evidencia histórica relacionada al emplazamiento de los flujos El Ceboruco y de 1870-75. Dentro del cráter interior ocurren varios flujos de lava y domos, así como conos piroclásticos adicionalmente a los productos de 1870-75 (Figs. 13 y 14). Un cono piroclástico cerca del borde E representa la estructura más antigua dentro del cráter interior del Ceboruco. Aparentemente, actividad freato-magmática que produjo un cráter circular anticipó la extrusión de varios domos pequeños (pre-El Centro, Figs. 13 y 14C) que rellenaron y rebasaron el anillo de toba (tuff ring) al N, E y S.

Mucho después, actividad renovada, probablemente contemporánea a la erupción del flujo de lava El Norte (casi idéntico geoquímicamente), formó el domo El Centro en medio del complejo pre-El Centro. Desde su fuente en el domo El Centro, un pequeño flujo de lava fue emitido hacia el NE. La siguiente estructura que se formó fue el cono piroclástico I, el cual fue emplazado en el sector NW del cráter interior del Ceboruco. El cono piroclástico I representa actualmente el punto más elevado del Ceboruco (La Coronilla en la Fig. 13A) y fue construido mediante al menos dos fases de actividad freato-magmática que resultaron en dos secuencias de

depósitos de oleadas piroclásticas. Los productos de esta actividad incluyeron bombas balísticas que muestran diámetros de hasta 2 m. Después del emplazamiento de la secuencia freato-magmática, un pequeño flujo de lava se emplazó hacia el NE. Este flujo se puede observar en la parte superior de los bordes del cráter del cono piroclástico I.

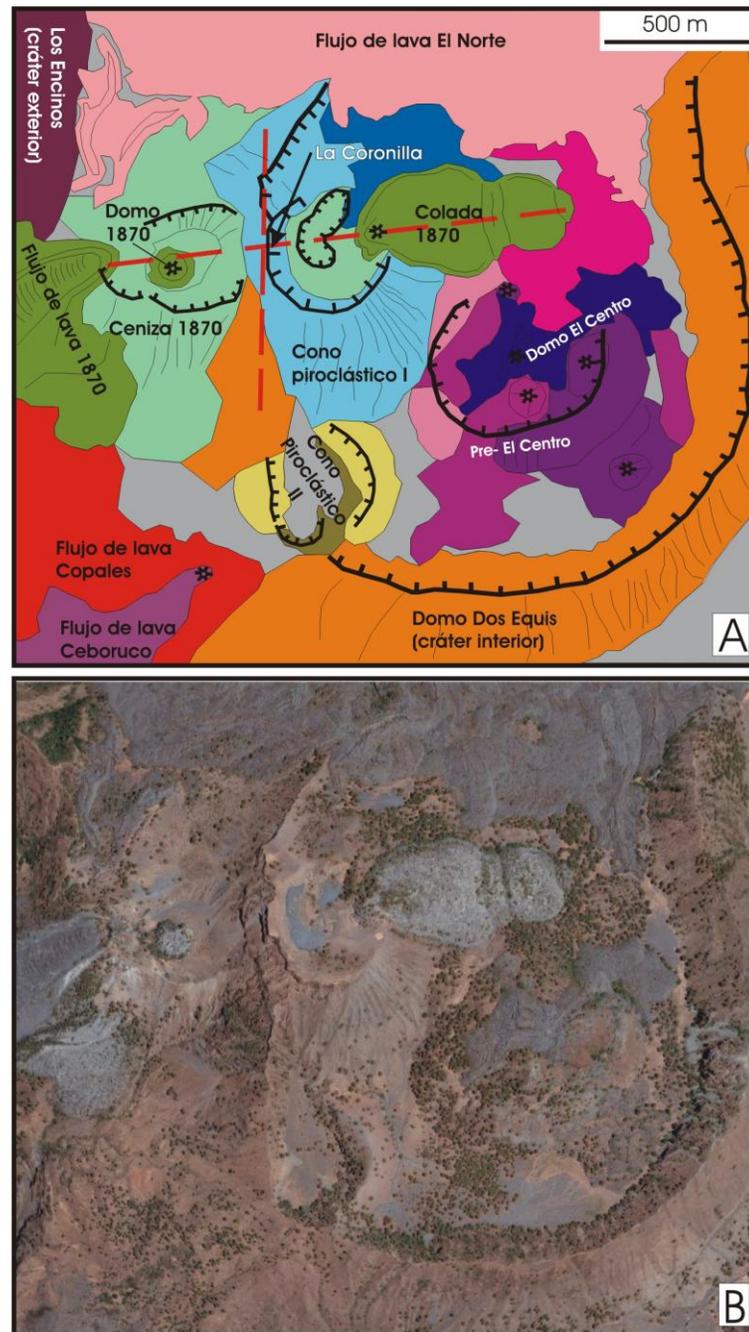


Figura 13. Mapa geológico (A) e imagen de satélite (B) del área de la cima del Ceboruco. Las líneas rojas interrumpidas indican fallas inferidas.

La actividad terminó con una tercera fase freato-magmática, que resultó en la formación de un cráter más pequeño de forma elíptica dentro del cráter exterior del cono piroclástico I.

Tiempo después de la primera fase de actividad del cono piroclástico I, se formó el cono piroclástico II, cerca del borde SW del cráter interior del Ceboruco (Fig. 13). Esta actividad freato-magmática fue seguida por el emplazamiento de un pequeño flujo de lava, el cual aflora en la base del borde interior de su cráter. Después, la actividad freato-magmática se reanudó depositando depósitos estratificados de oleadas piroclásticas en el borde y los lados del cráter. El cono piroclástico II (Figs. 13, 14B y 14D) se encuentra morfológicamente muy bien preservado, lo que puede indicar que su formación ocurrió durante o poco después de la Conquista Española (ver también sección I 3.1.2). Aparentemente, en adición a las erupciones que produjeron flujos de lava voluminosos, erupciones más pequeñas dentro del área de la cima fueron acompañadas frecuentemente por actividad freato-magmática. Tres estructuras dentro del cráter interior del Ceboruco (El Centro, Conos piroclásticos I y II) (Figs. 13 y 14) ofrecen evidencias suficientes que indican la presencia de fases explosivas durante su construcción.

En conclusión, la actividad post-pliniana del Ceboruco se caracterizó por una variedad de estilos eruptivos y productos, aunque dominó la emisión de flujos de lava.

Durante los últimos 1000 años un total de 7 flujos de lava fueron emplazados con volúmenes individuales que varían entre 0.1 y 2.1 km³. Un volumen total de ~4 km³ de lava ha sido emitido desde la erupción pliniana Jala. Esto resulta en una tasa de erupción de 0.004 km³/año para los últimos 1000 años. Sin embargo, seis de siete erupciones ocurrieron durante los primeros 500 años después de la erupción pliniana, resultando en una tasa de erupción mucho más elevada de 0.006 km³/año para ese periodo de tiempo.

La última erupción importante (1870-75) produjo magma más evolucionado con una composición dacítica y fue antecedida por alrededor de 400 años de relativa quietud (con excepción de actividad menor en la cima). Al observar la historia eruptiva de los últimos 1000 años (Fig. 15), es evidente reconocer que los flujos de lava de composición andesítica fueron producidos durante una secuencia breve después de un corto tiempo de inactividad (≤ 100 años), mientras que los tiempos de larga inactividad de duración de varios siglos (cómo fue el caso antes de la erupción de 1870) resultaron en la expulsión de magmas más evolucionados y erupciones más explosivas.

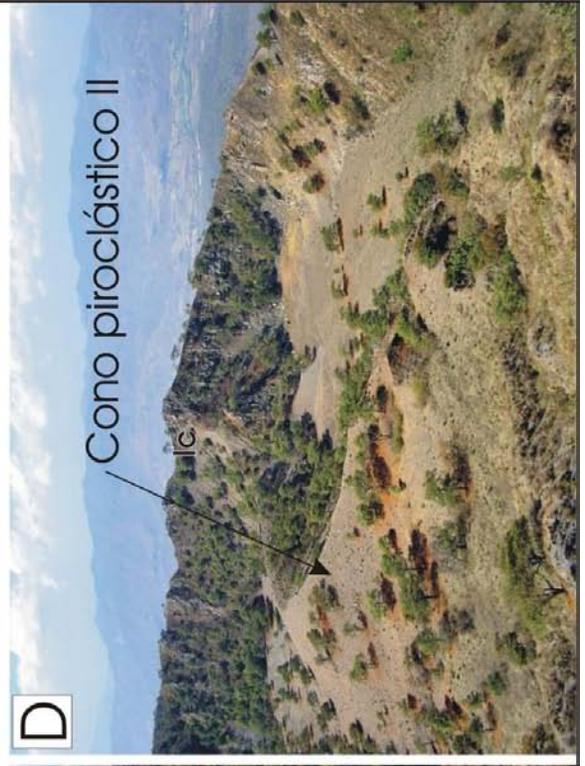


Figura 14. Fotos del área de la cima del Ceboruco. En (A) se observa en el fondo el único remanente del borde del cráter exterior al NW, denominado “Los Encinos”. Desde “Los Encinos”, un punto topográficamente elevado, los miembros de la expedición de 1875 hicieron la mayoría de sus observaciones. Al frente se puede observar el cráter de 1870 que contiene un pequeño domo en su interior (P) y el anillo de toba asociado (R). En (B) se puede apreciar el cono piroclástico I (ver también Fig. 13). Este cono representa hoy en día el punto más elevado del edificio del Ceboruco. Al frente se observa el cono piroclástico II con un flujo de lava (L) en su base que subyace una secuencia piroclástica (S). El cono piroclástico II representa una de las estructuras más recientes dentro del cráter interior del Ceboruco. (C) muestra el domo El Centro de color gris oscuro rodeado de remanentes de un cono piroclástico más antiguo (Otc) al frente, así como varios domos más pequeños (Sd) con un color gris claro. El domo El Centro puede haber sido emplazado contemporáneamente con el flujo de lava El Norte. (D) muestra el cono piroclástico II visto desde la cima del cono piroclástico I. Al fondo de las fotografías (C) y (D) se pueden observar partes del cráter interior (Ic). Estas partes son los únicos vestigios que quedan del antiguo domo Dos Equis.

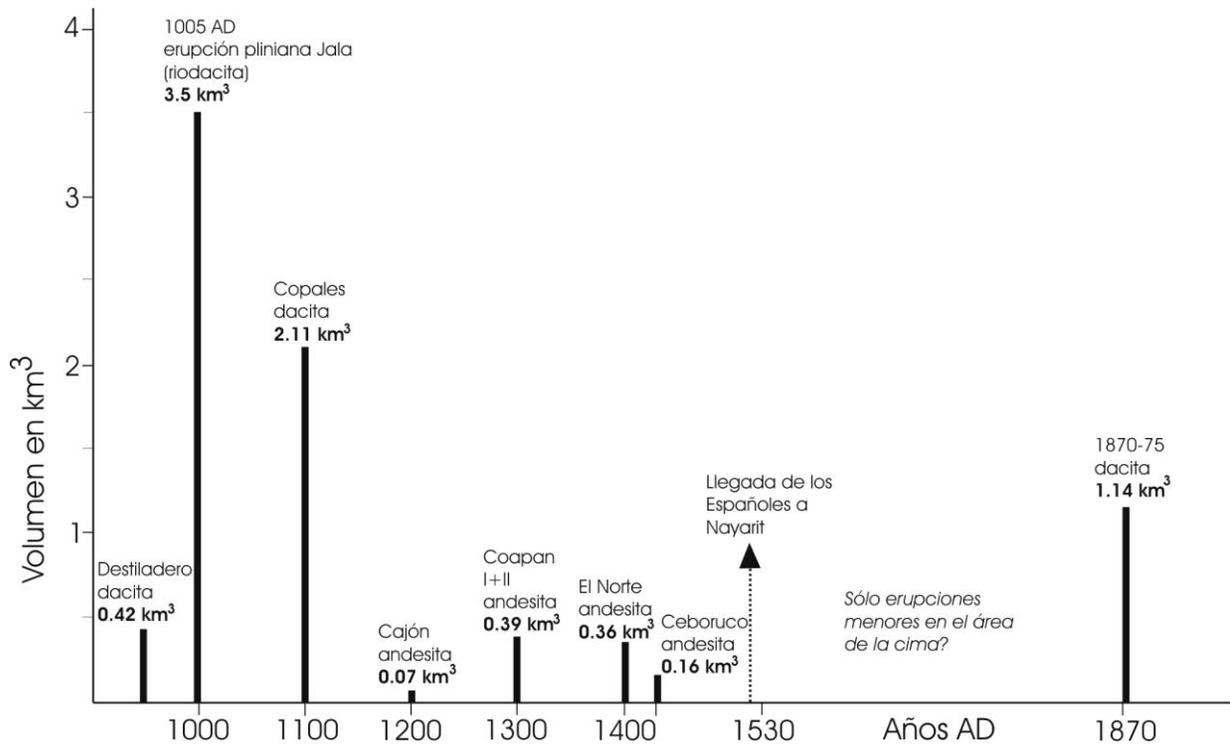


Figura 15. Diagrama donde se grafican el volumen en función del tiempo de las erupciones del Ceboruco durante los últimos 1100 años.

Tabla 4: Parámetros geológicos y morfométricos que caracterizan los flujos de lava del Ceboruco emplazados poco antes (Destiladero) y después (Copales, Cajón, Coapan I, Coapan II, El Norte, Ceboruco, y 1870-75; del más antiguo al más joven) de la erupción pliniana Jala fechada en 990-1020 DC.

Flujo de lava	Tipo de roca	SiO ₂ (wt. %)*	Área (km ²)	Espesor (m)	Longitud max. (km)	Relación (Long./Esp.)	Volumen (km ³)
Destiladero	Traqui-dacita	63.56	6.97	60	7.54	125.7	0.42
Copales	Traqui-dacita	65.09	26.39	80	7.03	87.9	2.11
El Cajón	Traqui-andesita	61.04	7.07	10	5.00	500	0.07
Coapan I	Andesita basáltica	56.90	4.04	20	6.80	340	0.08
Coapan II	Traqui-andesita	61.10	10.46	30	12.40	413.3	0.31
El Norte	Traqui-andesita	61.70	9.08	40	4.20	105	0.36
Ceboruco	Traqui-andesita	59.16	5.34	30	7.80	260	0.16
1870	Traqui-dacita	68.58	11.44	100	7.70	77	<u>1.14</u>
Total:							4.65

* Contenido de SiO₂ (normalizado para H₂O)

I 3.1.4 El volumen del edificio del Ceboruco y tazas de erupción

La erupción pliniana Jala que ocurrió en 990-1020 DC (1060 ± 55 años AP) y formó el amplio cráter exterior, marcó el final de la primera fase de construcción del volcán. Este periodo de construcción inició probablemente en el Pleistoceno tardío cuando lavas andesíticas fueron emitidas predominantemente de manera efusiva y construyeron así un edificio que pudo haber alcanzado una altura de 2700 m s.n.m. (suponiendo una forma cónica; ver Nelson, 1980). Nelson (1980) y Frey et al. (2004) calcularon el volumen del edificio actual del Ceboruco en 60 y 47 km³ respectivamente. El volumen determinado por Frey et al. (2004) es más preciso, porque fue obtenido considerando un nivel de base inclinado y además se usaron orto-fotos de alta resolución junto con otra información que no existía anteriormente. En este trabajo se propone que un volumen de 45 a 47 km³ de lavas andesíticas había sido producido durante la primera fase de construcción, antes de la erupción pliniana Jala. Este valor se obtuvo por la adopción del volumen de 47 km³ para el edificio (calculado por Frey et al., 2004) y después restando aproximadamente 5 km³ de flujos de lava post-plinianos (ver sección anterior y Tabla 4) y sumando 2.7 km³ (edificio con cima plana) o 4.5 km³ (edificio de forma cónica) de roca faltante del área de la cima original. El volumen total (dependiendo de la forma de la cima original) sería 44.7 para una forma con cima plana o 46.5 km³ para una forma cónica de la cima, respectivamente. El volumen considerable de roca faltante (2.7 a 4.5 km³) que resulta de la formación del cráter exterior por la erupción pliniana Jala puede ser explicado por un proceso de subsidencia. Una parte menor del volumen faltante fue expulsado y se encuentra como fragmentos líticos en los depósitos plinianos Jala (Gardner y Tait, 2000; Browne y Gardner, 2004). El volumen perdido por subsidencia fue calculado para las dos formas de edificios pre-plinianos, usando una forma de cilindro con un diámetro de 3.7 km (diámetro del cráter exterior) y una profundidad de 250 m (ver Nelson, 1980) para el modelo de cima plana (2.7 km³) y el mismo cilindro más un cono ($2.7 + 1.8 = 4.5$ km³) con una base de 3.7 km y una altura de 500 m, suponiendo un edificio con una altura original de 2700 m para el modelo de forma cónica (ver Nelson, 1980). En conclusión, el edificio pre-pliniano tenía un volumen de ~45 a 47 km³ dependiendo de la morfología previa del área de la cima. Los volúmenes de los flujos de lava post-plinianos han sido calculados por Nelson (1980) en ~7 km³, por Frey et al. (2004) en ~9.5 km³ y en este trabajo en ~4 km³. Todos estos valores resultarían en tazas de erupción elevadas de aproximadamente 0.007, 0.0095 y 0.004 km³/año, respectivamente. Una extrapolación de estas tazas de erupción (obtenidas para el periodo de los últimos 1000 años)

hacia el periodo pre-Jala implicaría que el edificio pre-pliniano se habría formado en tan solo 8800 años (60 km^3 para el edificio pre-pliniano; Nelson, 1980), 4000 años (38 km^3 para el edificio pre-pliniano; Frey et al., 2004), y $\sim 11,500$ años (46 km^3 para el edificio pre-pliniano; el trabajo presente). Aunque las edades hipotéticas que resultan de este cálculo varían por más del 50%, todas están dentro del mismo rango en orden de magnitud.

Un dique que se encuentra expuesto en los bordes del cráter exterior atraviesa varios flujos de lava ahí presentes y por ello representa una estructura bastante joven de la fase de construcción pre-Jala. Este dique ha sido fechado por el método de Ar-Ar en 45 ± 8 ka por Frey et al. (2004). Esta edad implica que la extrapolación de las tasas de erupción no se puede aplicar a la primera fase de construcción y que las tasas de erupción deben haber variado considerablemente durante el transcurso del tiempo. De hecho, parece que es válido asumir que la construcción del edificio del Ceboruco ocurrió en ciclos interrumpidos por largas temporadas de inactividad. En conclusión, las tasas de erupción calculadas para los últimos 1000 años no se pueden aplicar a la fase de construcción temprana; Fechamientos radiométricos adicionales de rocas del edificio antiguo son necesarios para poder calcular tasas de erupción pre-plinianas y así poder obtener una edad confiable del Ceboruco.

I 3.1.5 El abanico de bloques y ceniza Marquesado

El abanico de bloques y ceniza Marquesado, al pie SW del Ceboruco (Figs. 4, 12, 16 y 17) ocupa el valle localizado entre Tetitlán y Ahuacatlán (Figs. 3 y 4). La Sierra El Guamúchil delimita la extensión del abanico hacia el S. El abanico Marquesado experimentó un importante incremento de material depositado durante y después de la erupción pliniana Jala. Los bordes del cráter del Ceboruco están desbordados hacia el N y SW, lo que facilita el emplazamiento frecuente de depósitos piroclásticos y flujos de lava a lo largo de barrancas en esas direcciones y por ello la formación del abanico Marquesado, el que en la actualidad es drenado por los ríos Tetitlán y Ahuacatlán.

Los depósitos más antiguos que conforman el abanico de bloques y ceniza Marquesado se pueden observar únicamente en sus partes distales (aproximadamente a 10 km del cráter del Ceboruco) y en los cortes más profundos del Río Ahuacatlán donde estos depósitos se encuentran subyacidos por conglomerados fluviales de espesores de más de 20 m (Fig. 17). Estos depósitos piroclásticos incluyen caída de pómez, flujos de pómez y ceniza, así como lahares hiper-concentrados que se originaron en el campo volcánico San Pedro hacia el W

(Figs. 1 y 17) y se intercalan con los depósitos del Ceboruco provenientes del NE. El paleosuelo que sobreyace los conglomerados fluviales y que subyace esta secuencia piroclástica antigua fue fechado en 21,075 +680/-625 años AP (Tabla 1, Fig. 17).

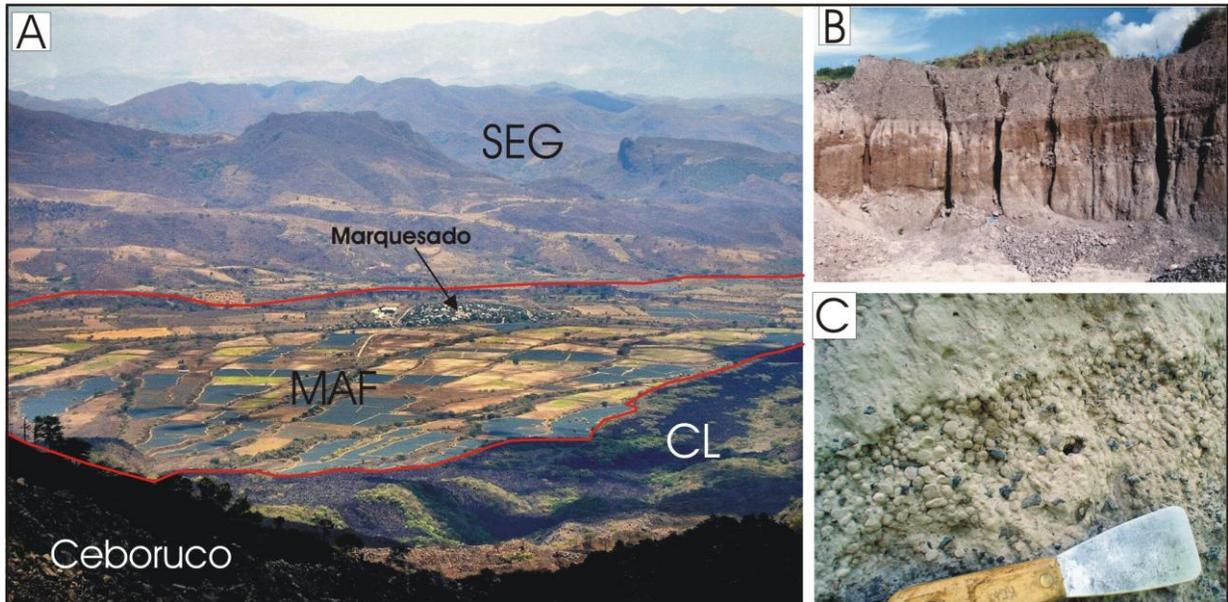


Figura 16. (A) Vista desde el borde del cráter de 1870 hacia el abanico de ceniza Marquesado (MAF). También se pueden observar la Sierra El Guamúchil (SEG) y el flujo de lava Ceboruco (CL). (B) Afloramiento que contiene depósitos de la facies proximal del abanico Marquesado (flujos y oleadas piroclásticas) localizado en una cantera cerca del pueblo Copales al S del Ceboruco. (C) Acercamiento del depósitos de la facies media a distal del abanico Marquesado en el que se puede apreciar una capa de un flujo piroclástico con abundantes lapilli acrecionales.

Esto significa que la mayoría de los depósitos del Ceboruco que componen la parte superior del abanico son más jóvenes que esta edad. El origen de la secuencia piroclástica antigua que forma la base del abanico en el Ceboruco se descarta por las pronunciadas diferencias geoquímicas de las composiciones de los clastos. Una comparación de los análisis geoquímicos publicados por Petrone et al. (2006) con nuestros resultados químicos obtenidos de clastos de pómez de esta secuencia piroclástica permite una correlación tentativa con la pómez Las Cuevas del complejo San Pedro. La mayoría de los depósitos de flujos piroclásticos producidos durante la erupción pliniana Jala fue emplazada hacía el SW sobre el abanico Marquesado, donde alcanzan un espesor total de hasta 60 m y un volumen de $\sim 0.2 \text{ km}^3$ DRE (Nelson, 1980; Gardner y Tait, 2000). Por ello, en la facie proximal del abanico los afloramientos predominantemente exponen depósitos relacionados a la erupción Jala (Figs. 16 y 17). Las

características sedimentológicas de estos depósitos cambian en función de la distancia que guardan con su origen. Los depósitos piroclásticos de la facie proximal (por ejemplo en la cantera Copales, Fig. 16B) incluyen depósitos de flujos de pómez y ceniza y oleadas piroclásticas enriquecidos en líticos subyacidos por depósitos de lahares. Los depósitos de flujos de pómez y ceniza exhiben pipas de segregación, lo que indica un emplazamiento caliente. Brechas monolitológicas ocurren en la base y también en forma de lentes dentro de los depósitos de los flujos de pómez y ceniza en las facies proximales y mediales. Los depósitos de la facie medial muchas veces se encuentran retrabajados o erosionados y depósitos distales incluyen en su mayoría depósitos de flujos de ceniza con pocos líticos y clastos de pómez redondeados intercalados con capas enriquecidas en líticos y caída con lapilli accrecional abundante (Fig. 16C).

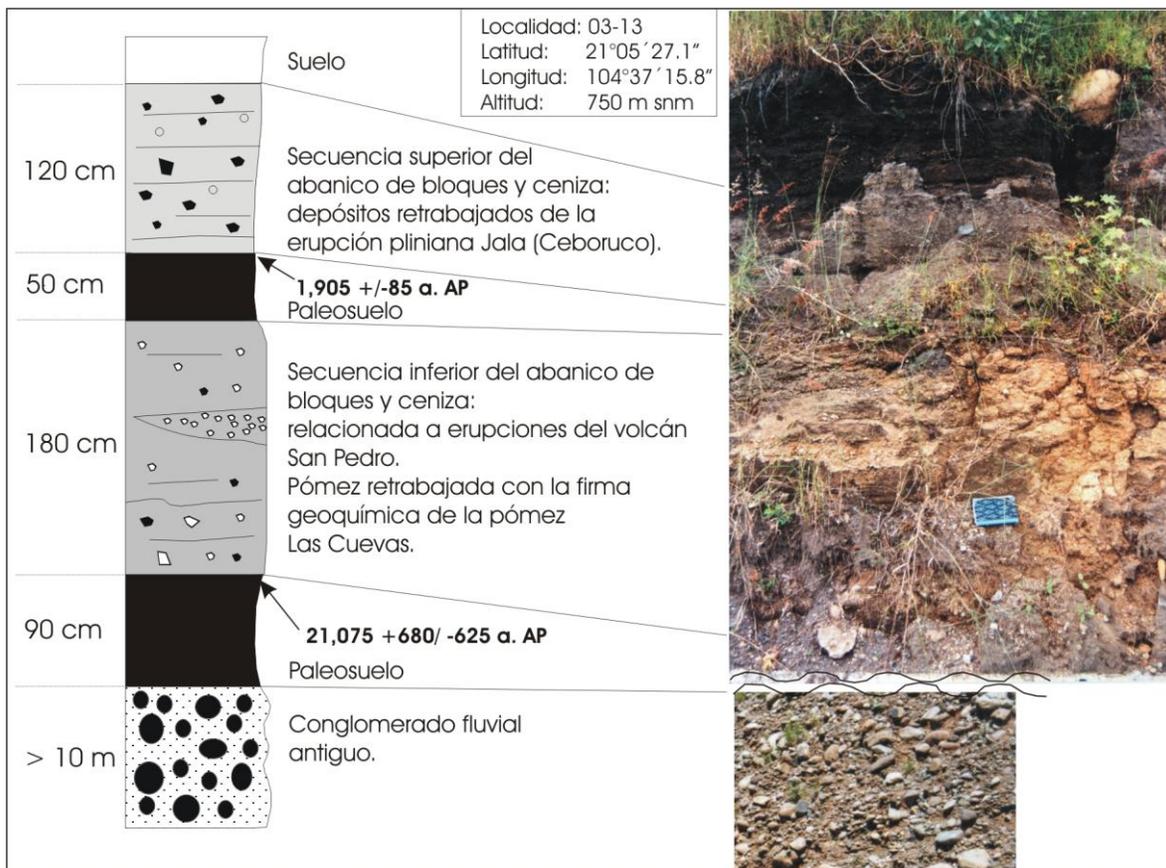


Figura 17. Sección estratigráfica de la localidad 03-13 donde la parte más distal y occidental del abanico de ceniza Marquesado está expuesta. Depósitos más antiguos del área del Volcán San Pedro se encuentran sobreyacidos por lahares y depósitos fluviales con origen en la erupción Jala. En esta localidad se obtuvieron dos muestras para fechamientos por radiocarbono.

Datos que revelan la naturaleza del relleno del graben debajo del abanico Marquesado se obtuvieron del pozo exploratorio CB-1 (Fig. 4), perforado por la Comisión Federal de Electricidad en la parte proximal del abanico a una altura de 1100 m s.n.m. (Ferrari et al., 2003). Después de atravesar un espesor de 200 m de flujos de lava andesíticos del Ceboruco, se encontraron 50 m de riolita subyacidos por 160 m de lavas basálticas. Debajo de esta secuencia se encontró un conglomerado fluvial con un espesor de 70 m a una altura de 620-690 m s.n.m. Subyaciendo la parte distal del abanico Marquesado, ocurren conglomerados debajo de los 750 m s.n.m., mientras que en la parte inferior del abanico en su facie medial (en los cortes del Río Ahuacatlán) ocurren conglomerados fluviales debajo de los 850 m s.n.m. Esta distribución implica un desplazamiento hacia el S del Río Ahuacatlán (Fig. 3) durante el transcurso del tiempo. Además, conglomerados fluviales gruesos parecen formar la base del abanico Marquesado (Figs. 4 y 17). Con esta información es posible trazar la superficie de los conglomerados encontrados en el pozo CB-1 hacia los afloramientos en los ríos y así estimar el espesor máximo del abanico. De esta manera se obtuvo un espesor máximo de 100 m para los depósitos del abanico. De éstos, aproximadamente 60 m corresponden a depósitos formados por la erupción Jala. Al multiplicar el área ocupada por el abanico (38.75 km^2) con un espesor promedio de 30 m de los depósitos del Ceboruco, se obtiene un volumen total de 1.1 km^3 .

La morfología actual del área de la cima del Ceboruco presenta grandes aperturas hacia el S y SW en las estructuras del cráter exterior e interior, lo que facilitará nuevamente el emplazamiento de flujos empujados por gravedad hacia el abanico de bloques y ceniza Marquesado en el futuro. El riesgo para la población asentada sobre el abanico es evidente. La disponibilidad de agua de los ríos permitió el desarrollo de plantaciones de caña de azúcar, a pesar del sustrato del abanico caracterizado por su naturaleza arenosa a gravosa. Los poblados de Marquesado y Uzeta (con una población total de 2340 habitantes, sin contar ranchos dispersos, INEGI, censo del 2005) están situados prácticamente sobre el abanico de bloques y ceniza Marquesado. Además, Ahuacatlán, Valle Verde, y Tetitlán (con un total de 8071 habitantes; INEGI, censo de 2005) se localizan a distancias cortas de los márgenes del abanico. En este contexto es pertinente mencionar que el poblado de Ahuacatlán ha existido por un lapso de cientos de años, durante el cual ha sido destruido por inundaciones y reconstruido subsecuentemente en varias ocasiones (ver por ejemplo Tello, 1986 y De Arregui, 1946).

De Arregui (1946) al respecto menciona lo siguiente: *Y con ser este valle por donde corre este río (Río de Ameca) tierra llana, suele crecer de manera que hace mucho daño en los pueblos,*

particularmente en el de Ahuacatlán, donde hizo tanto el año de 1600 con una grande avenida que llevó casi todas las casas; de manera que siendo aquel antes un pueblo muy poblado de españoles y de muy buenas casas, hoy está todo caído y maltratado, sin otro achaque que el de aquella inundación.

En Gutiérrez- Contreras (1979) quién cita a De Arregui, se puede leer lo siguiente: *Por su parte, la obra de Arregui señala que era una región alta, con un amplio valle donde corría un arroyo – se juntaba después de atravesar esta zona con el río Ameca-, que en sus fuertes crecidas, a pesar de la tierra llana que cruzaba, llegó a producir inundaciones y desastres entre la población, especialmente en Aguacatlán, al grado que el desbordamiento del año de 1600 destruyó la mayoría de las casas, y puso en tal estado de postración a sus habitantes que en 1621 el pueblo seguía “caído y maltratado” de aquella devastación.*

Posiblemente este valle tuvo una laguna en el momento de la entrada de Nuño de Guzmán a la provincia de Aguacatlán, pero la brevedad de la referencia y su no-corroboración por las otras fuentes, nos hace pensar que los desbordamientos del río formaban “estaños”, las lagunas provisionales que mencionamos en la parte anterior de este trabajo.

Tetitlán significa “lugar pedregoso” en Náhuatl, pero su ubicación actual sobre suelo fértil y de naturaleza limosa no coincide con esta descripción. Los cronistas de la Colonia, De Arregui (1946) y Ciudad Real (1976), sugieren que Tetitlán se localizó originalmente sobre el abanico gravoso antes de ser abandonado y movido al lugar donde se encuentra en la actualidad. En resumen, el abanico de bloques y ceniza Marquesado no representa la mejor opción para realizar proyectos de construcción o infraestructura en el futuro.

I 3.2 Edificios monogenéticos

Las erupciones del Cuaternario tardío en el área de estudio no se limitan al cráter del Ceboruco, también se concentran a lo largo de una franja de 2 km de ancho y 30 km de longitud dentro de los márgenes del graben del Ceboruco. Volcanes monogenéticos se alinean en una dirección NW-SE a lo largo de esta zona de debilidad cortical que corre de manera paralela al límite N del graben y cruza el área de la cima del Ceboruco (Figs. 3 y 4). Éstos incluyen conos de escoria de andesita basáltica, domos de lava silícicos y conos piroclásticos que fueron emplazados con estilos eruptivos muy diversos. Todos los volcanes monogenéticos son más antiguos que la pómez pliniana Jala, que los cubre. Fechamientos por K-Ar y Ar-Ar (Petrone et

al., 2001; Ferrari et al., 2000 y 2002; Frey et al., 2004) también confirmaron esto. Los conos de escoria se construyeron típicamente con una fase inicial estromboliana, seguida por la emisión de flujos de lava (Martin y Németh, 2006). Domos de lava ocurren en forma de edificios aislados o están aglutinados en complejos de domos (Figs. 4, 20 y 22). Algunos domos han sido construidos únicamente por actividad efusiva, mientras que otros iniciaron con actividad explosiva freato-magmática y/o sub-pliniana. Tres conos piroclásticos muy bien preservados (Potrerillo I, Potrerillo II y San Juanito) están localizados al NW del Ceboruco (Figs. 3, 4 y 20). Las relaciones estratigráficas y productos de volcanes monogenéticos del Holoceno que han sido fechados durante el presente estudio se describen con mayor detalle más abajo. Los parámetros morfométricos, determinados siguiendo los métodos descritos por Porter (1972) y Wood (1980), así como las composiciones de los edificios monogenéticos se encuentran resumidos en la Tabla 5. Los volúmenes de los edificios monogenéticos han sido calculados usando los programas GIS Ilwis y ArcViewGis. Se trazaron los límites de cada edificio monogenético para luego calcular sus volúmenes con un método de triangulación TIN (Triangulated Irregular Network) usando el programa ArcViewGis (Tabla 5). Ese procedimiento de cálculo de volúmenes es adecuado para cuerpos geoméricamente regulares con una base más o menos plana. Debido a que los flujos de lava en su mayoría se caracterizan por un área de emplazamiento muy irregular, sus volúmenes se calcularon con un método más sencillo (de la misma manera que en el caso de los flujos de lava del Ceboruco, ver sección I 3.1.3). Una gráfica que muestra las edades, composiciones y volúmenes de los edificios monogenéticos del Holoceno se puede apreciar en la Fig. 23.

I 3.2.1 Conos de escoria

Un total de 18 conos de escoria con flujos de lava asociados ocurren en el graben del Ceboruco dentro de los límites del área de estudio (Figs. 3 y 5). Los volúmenes de los conos varían entre 0.007 y 0.15 km³ y los volúmenes de los flujos de lava asociados tienen un rango que varía entre 0.01 y 0.65 km³ (Tabla 5). Sus composiciones también varían considerablemente entre basálticas (Balastre I, Fig. 22) y andesitas silíceas (Cerro de la Concha, Fig. 20) (también ver las Figs. 3, 4, 5 y la Tabla 5). Sus edades (Frey et al., 2004) varían entre 521±15 ka (Pedregal, Fig. 18) y 2±31 ka (San Juanito). Con base en los fechamientos por C-14 y Ar-Ar se puede decir que durante los últimos 12,000 años al menos 6 conos de escoria (Molcajete, Molcajetillo,

Balastre I, Balastre II, Ceboruquito y San Juanito) han sido emplazados, lo que implica un tiempo de recurrencia de aproximadamente 2,000 años (Tabla 6).

Al SE del Ceboruco, en los márgenes del área de estudio, el volcanismo monogenético reciente dentro del graben del Ceboruco, se concentra en el área de Ixtlán del Río donde ocurren seis conos de escoria de composición andesita basáltica (Cristo Rey, Pedregal I y II, Pata de Gallo, La Atarjea y Pilareño) mismos que están alineados en una dirección NW-SE (Fig. 18).

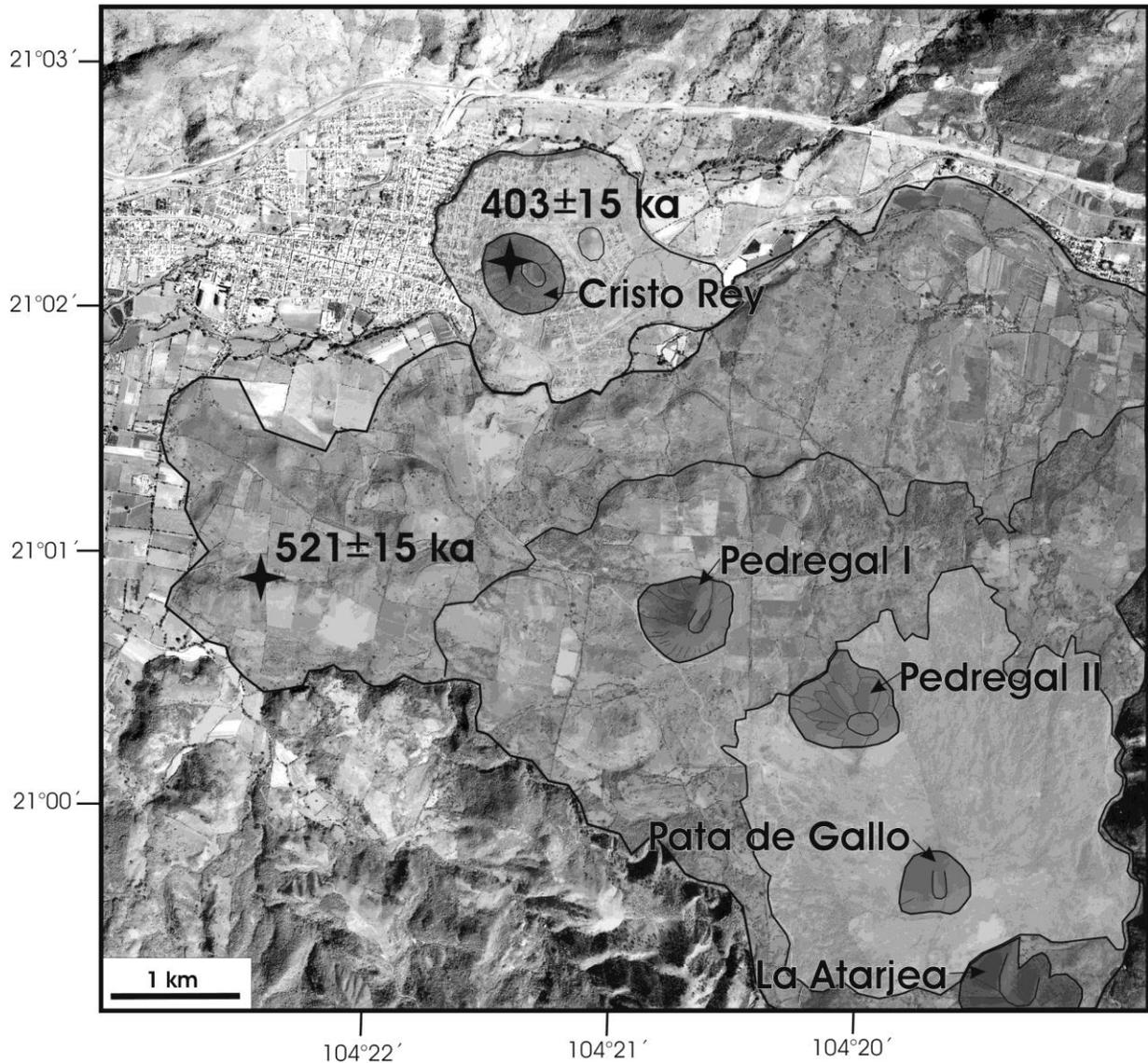


Figura 18. Fotografía aérea en la cual se aprecian los conos de escoria alineados NW-SE al SE de Ixtlán del Río (Cristo Rey, Pedregal I, Pedregal II, Pata de Gallo y La Atarjea) así como los límites de dos flujos de lava asociados. Las localidades de las muestras fechadas por Ar-Ar (Frey et al., 2004) están marcados con estrellas.

Desafortunadamente, solamente existen dos fechamientos para los productos de estos conos de escoria. El cono Cristo Rey, que se localiza en el límite del área urbana de Ixtlán del Río, ha sido fechado en 403 ± 15 ka (Frey et al., 2004) y un flujo de lava más antiguo que probablemente está asociado con el cono La Atarjea (Fig. 18) ha sido fechado en 521 ± 15 ka (Frey et al., 2004). Este flujo se compone de por lo menos 2 unidades de flujo, que cubren un área de 22.30 km^2 y tienen un volumen total de 1.8 km^3 (Figs. 4 y 18). El escudo de lava emitido por el cono de escoria Pata de Gallo cubre parcialmente a este flujo más antiguo. Estas lavas del Pata de Gallo rodearon al cono de escoria Pedregal II, lo que implica que el Pedregal II es más antiguo que el Pata de Gallo. Se requiere hacer más fechamientos radiométricos para poder establecer una historia eruptiva detallada de la zona de Ixtlán del Río.

Otros conos de escoria más antiguos son El Gavilán (108 ± 22 ka), Molcajetito, Cerro de la Concha (76 ± 18 ka) y Tunita al NW y Peña Colorada (85 ± 19 ka) al SE del Ceboruco (Frey et al., 2004). De ellos, solamente El Gavilán produjo un pequeño flujo de lava. En contraste, el cono de escoria Los Amoles (Figs. 3 y 4), fechado en 140 ± 80 ka (Petrone et al., 2001) produjo por lo menos dos flujos de lava con una longitud de hasta 13.4 km con un volumen combinado de $\sim 0.6\text{ km}^3$. El cono de escoria El Agujerado (Figs. 3 y 4), fechado en 34 ± 7 ka (Frey et al., 2004) también emitió un flujo de lava con un volumen de 0.1 km^3 .

Entre los conos de escoria del Holoceno se incluyen El Molcajete, Balastre I y II y Ceboruquito (Fig. 20) del lado E del Ceboruco y Molcajetillo y San Juanito del lado W (Tabla 5). Fechamos el cono de escoria El Molcajete, localizado 10 km al SE del cráter del Ceboruco, en $9220\pm 170/-165$ años AP radiocarbono (Tablas 1 y 5, Figs. 3 y 19). El Molcajete había sido fechado anteriormente por el método de Ar-Ar en 54 ± 20 ka (Frey et al., 2004). Considerando los errores asociados a los diferentes métodos de fechamiento, así como la naturaleza de los materiales fechados, el nuevo fechamiento sin duda es más preciso y confiable. El cono de escoria Molcajetillo tiene similitudes morfológicas con el Molcajete y por ello podría tener una edad similar.

Edades determinadas por Frey et al. (2004) existen para El Molcajetillo (12 ± 11 ka) y para San Juanito (2 ± 31 ka). Debido a los errores notables reportados para estas edades, se concluye que no son de gran utilidad para establecer una cronología refinada, pero sí confirman la juventud de estos conos (Figs. 3 y 4). Finalmente, es pertinente mencionar que el cono de escoria El Nogal (No. 9 en la Fig. 3) no ha sido reportado anteriormente en la literatura. Este cono se

localiza sobre un escarpe de falla que delimita el graben hacia el N cerca de los pueblos Las Coles y El Nogal (Figs. 3 y 4).

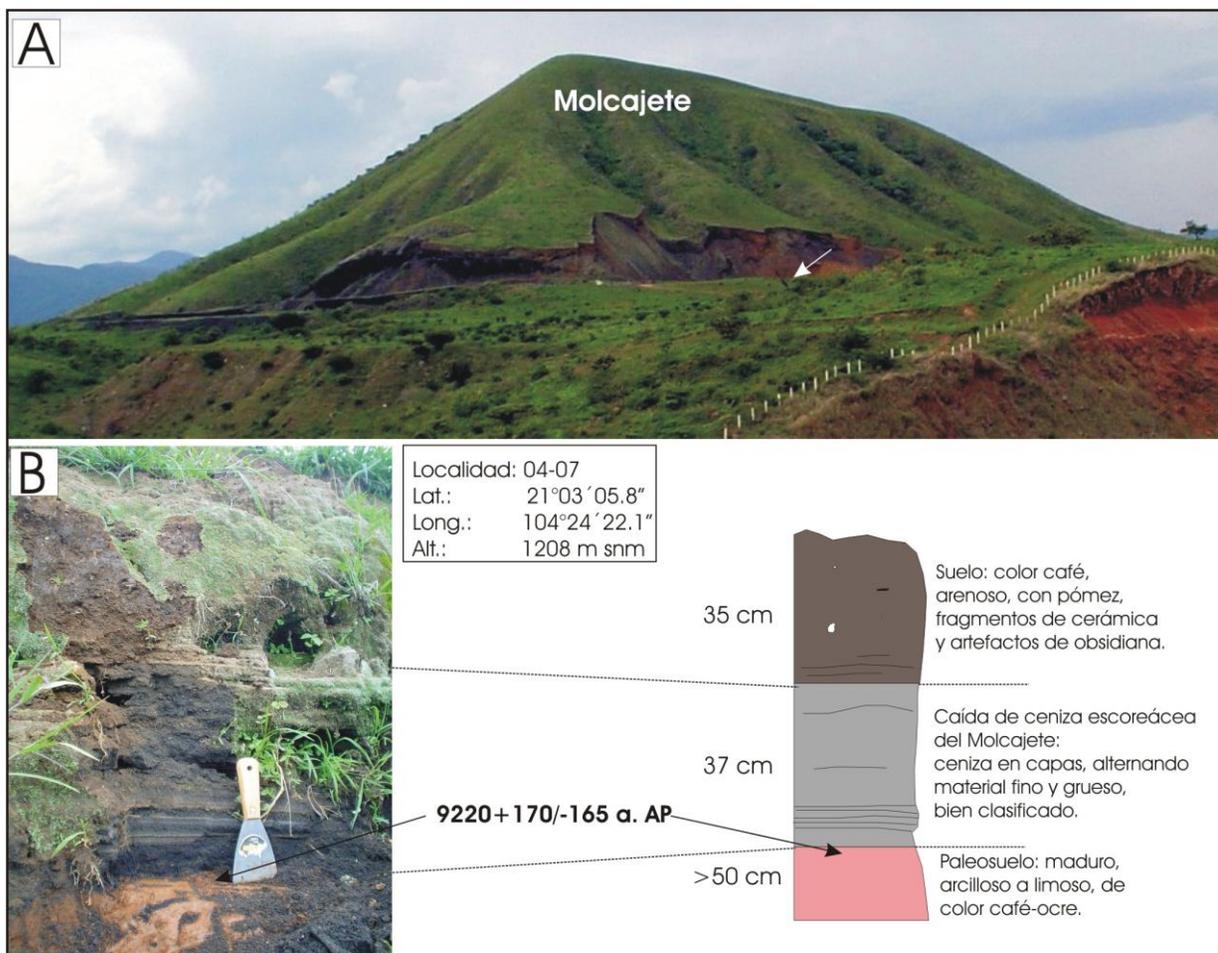


Figura 19. El cono de escoria Molcajete (A) visto desde el NE (la flecha indica la localidad donde se obtuvo la muestra por radiocarbono). (B) muestra las relaciones estratigráficas del paleosuelo fechado debajo de los depósitos de caída de ceniza del Molcajete.

I 3.2.2 Conos piroclásticos

Adicionalmente a los conos piroclásticos Cono piroclástico I, Cono piroclástico II y Pre-El Centro que ocurren dentro del cráter interior del Ceboruco (descrito en el capítulo I 3.1.3), existen un total de 3 conos piroclásticos (Potrerillo I y II y San Juanito, alineados SW-NE) que están situados al NW del Ceboruco (Figs. 3, 4 y 20). En el caso del San Juanito, una fase freato-magmática inicial produjo un cono piroclástico, cuyo cráter fue ocupado posteriormente por un

cono de escoria. De una manera similar, los domos Potrerillo fueron emplazados después de una fase freato-magmática que había construido previamente un anillo de toba (tuff ring) (Figs. 20 y 21).

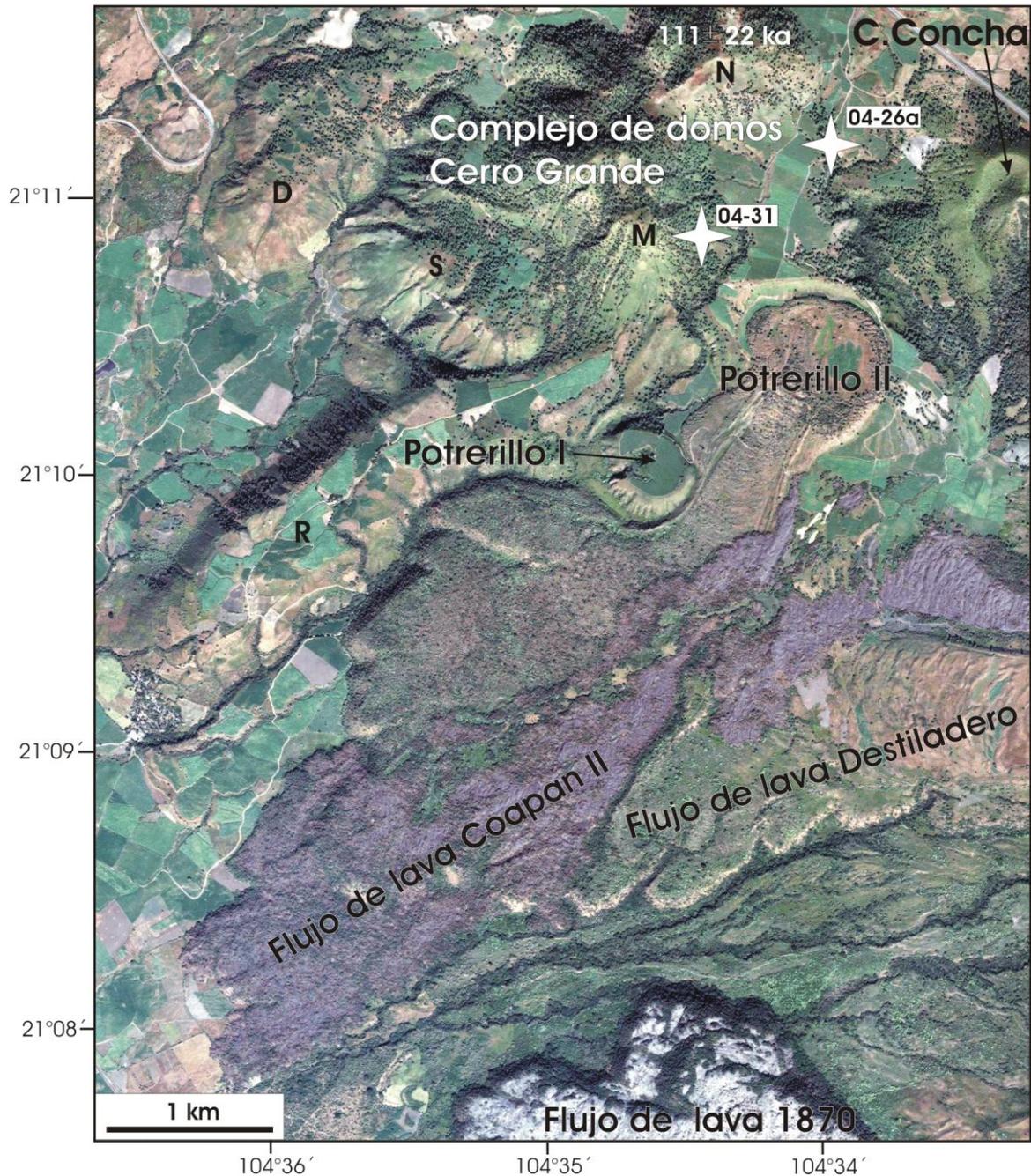


Figura 20. Imagen de satélite que muestra los conos piroclásticos Potrerillo y domos asociados, así como las localidades de las muestras por radiocarbono 04-31 y 04-26a. Se aprecia también el complejo de domos Cerro Grande (N, M, S) y flujos de lava asociados (D y R), así como el flujo de lava Destiladero, el flujo de lava Coapan II, y el cono de escoria Cerro de la Concha.

San Juanito y Potrerillo II también emitieron abundantes bombas de corteza de pan con diámetros de hasta 1.5 m. Potrerillo II es más joven que Potrerillo I, debido a que su flujo de lava se vio forzado a rodear el domo Potrerillo I, que representaba un obstáculo para su emplazamiento (Fig. 20). Los depósitos freato-magmáticos del Potrerillo II contienen carbón en abundancia mismo que fue fechado en 2345 ± 40 años AP en el sitio 04-26, y a $2430 + 50/-45$ años AP en el sitio 04-31 (Fig. 21) localizado en los flancos del complejo de domos Cerro Grande (Figs. 3, 4 y 20).

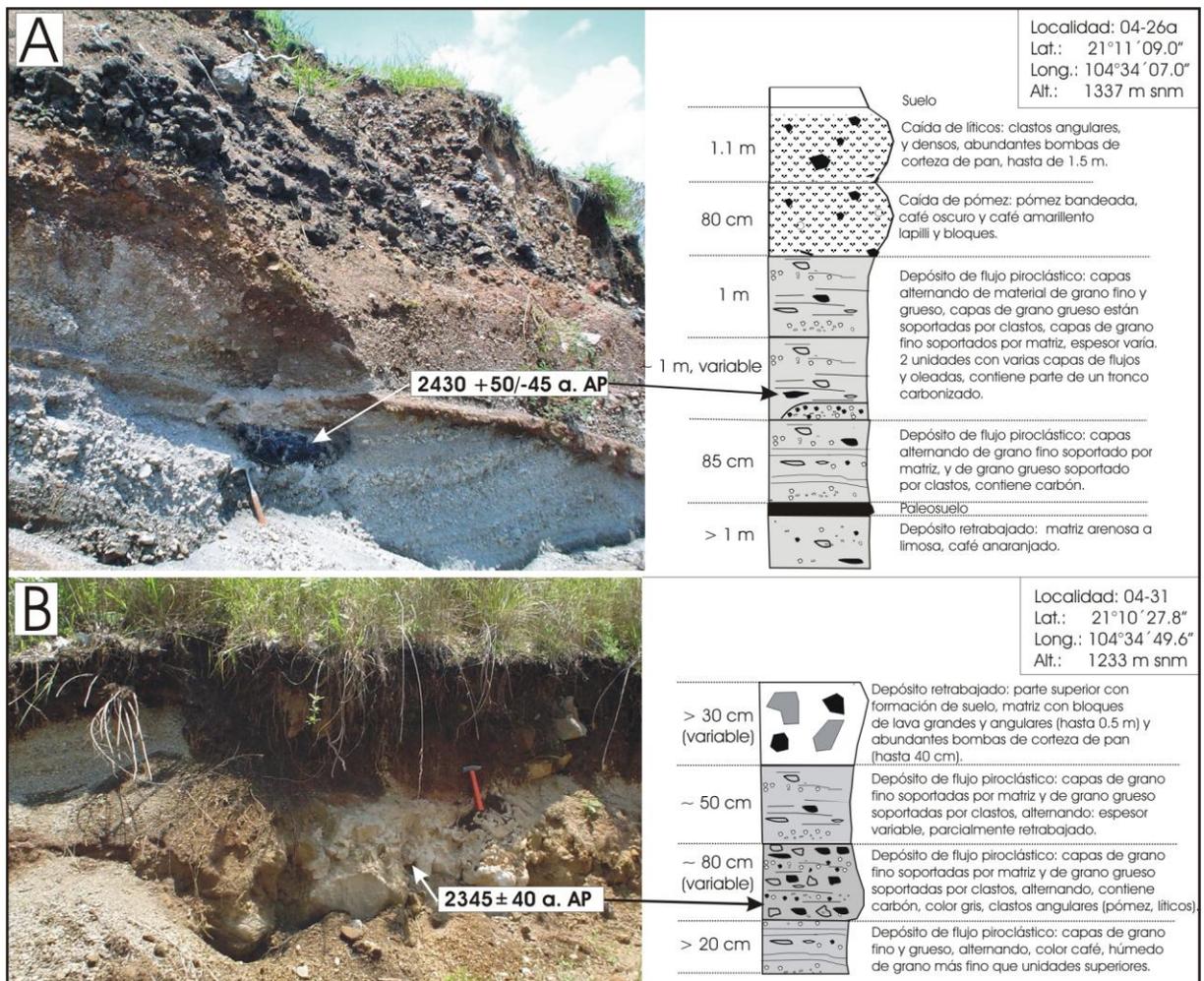


Figura 21. (A) y (B) son secciones estratigráficas de las localidades 04-26a y 04-31 (ver Figura 18) donde se obtuvieron las muestras de carbón para los fechamientos de la fase freatomagmática que anticipó la extrusión del domo Potrerillo II.

La pequeña diferencia en las edades probablemente se debe a la naturaleza de los fragmentos de carbón, que incluyen una rama con un diámetro de 4 cm y un tronco con un diámetro de 15 cm. La secuencia del cono de toba (tuff cone) del Potrerillo II (Fig. 21) incluye varios depósitos de oleadas piroclásticas y flujos piroclásticos sobreyacidos por pómez bandeada, seguidos por una segunda secuencia de caída de pómez con abundantes bombas de corteza de pan de composición dacítica. El emplazamiento posterior del domo de lava Potrerillo II y el flujo de lava asociado tienen también una composición dacítica, pero contienen un poco menos de sílice (Tabla 5).

I 3.2.3 Domos de lava

El área al W del Ceboruco está ocupada por los complejos de domos Tetitlán e Ixletes (Fig. 3), que se asocian al complejo de domos más amplio de San Pedro. Los domos de lava en el área de estudio tienen composiciones dacíticas a riolíticas y sus volúmenes varían entre 0.02 (Potrerillo I) y 0.6 km³ (Cerro Grande). Los domos de lava más antiguos incluyen el aglomerado (cluster) de tres domos que conforman el complejo Cerro Grande (Fig. 20) así como el domo riolítico Cerro Alto (Fig. 3) fechado en 64±7 ka (Frey et al., 2004). El domo más septentrional del complejo Cerro Grande se formó hace 111±22 ka (Frey et al., 2004). Dos flujos de lava, uno dacítico y uno riolítico, con un volumen combinado de 0.5 km³, están asociados con este complejo de domos (D y R en la Fig. 20).

Los domos de lava más jóvenes revelan historias eruptivas más complejas, como es el caso de los domos de lava Potrerillo I y II (ver I 3.2.2). Los domos silícicos Pedregoso y Pochetero (Fig. 22) situados en los flancos E del Ceboruco han sido fechados en 3550±110 y 2355±110 años AP, respectivamente (Tabla 1). La emisión efusiva de ambos domos fue precedida por actividad explosiva (Fig. 22B) que produjo depósitos piroclásticos subyacidos por paleosuelos en el afloramiento 03-07/08/09 que se localiza al lado de la carretera que une a los poblados Ahuacatlán y Jala (Fig. 22). Este afloramiento reveló la secuencia eruptiva de los domos monogenéticos cercanos, Pedregoso y Pochetero y del cono de escoria Balastre I. Con base en observaciones estratigráficas y fechamientos por radiocarbono obtenidos en muestras provenientes de este afloramiento (Fig. 22C) se estableció la siguiente secuencia eruptiva:

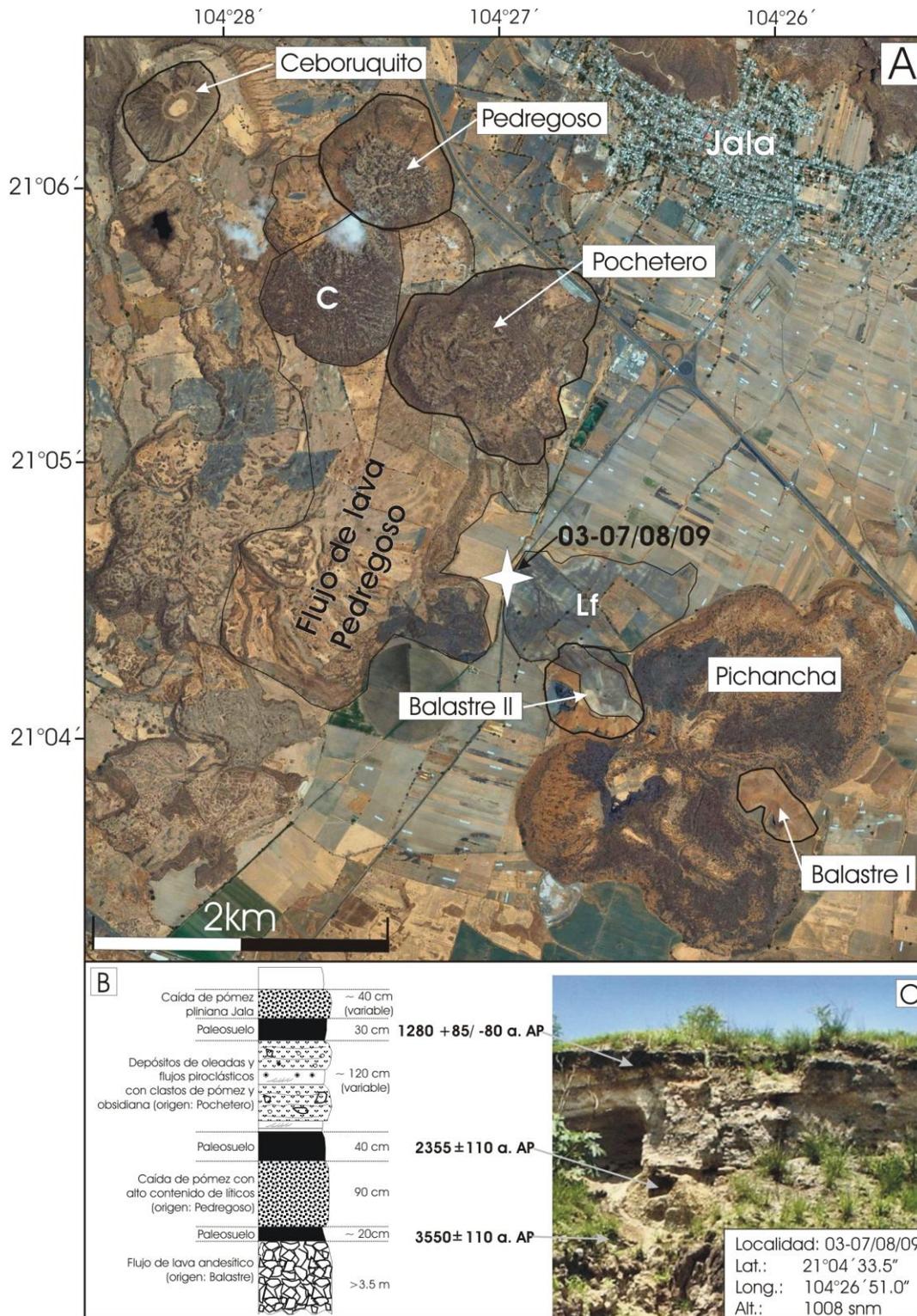


Figura 22. (A): Imagen de satélite en que se aprecian edificios monogenéticos (domos y conos de escoria) en los flancos SE del Ceboruco. (B): Sección estratigráfica y fotografía indicando la ubicación de los paleosuelos fechados (localidad 03-07/08/09 en A).

Después de la formación de los conos de escoria Balastre I y II y el emplazamiento de un flujo de lava asociado (Lf en la Fig. 22), se formó un paleosuelo. Este paleosuelo ha sido fechado en 3550 ± 110 años AP. Este dato representa una edad máxima para la caída de pómez que le sobreyace. Los clastos de lapilli de ésta caída muestran características geoquímicas que apuntan hacia el flujo de lava cercano del Pedregoso que tiene una composición dacítica (Fig. 22). Este flujo fue emplazado durante las primeras etapas de la erupción del domo Pedregoso. Por ello podemos suponer que el cráter que dio origen a esta caída de pómez es el mismo que dio origen al flujo y al domo Pedregoso, ambos emitidos durante etapas más tardías de la erupción (Fig. 22). La caída de pómez muestra una variedad de clastos xenolíticos que incluye abundante escoria roja que es similar a la escoria del cono de escoria Ceboruquito que es más antiguo y se encuentra en su cercanía. En resumen, se cree que la caída de lapilli de pómez corresponde a una fase explosiva sub-pliniana inicial que precedió el emplazamiento del flujo de lava dacítico del Pedregoso así como el emplazamiento subsiguiente del domo riolítico Pedregoso. Los clastos de escoria roja han sido arrancados de depósitos más antiguos provenientes del Ceboruquito y cercanos al cráter del Pedregoso. La granulometría (en su mayoría lapilli) y la distribución de la caída de pómez, que ocurre alrededor de la colada La Pichancha así como en todo el valle de Jala (Fig. 22), también apuntan hacia un origen de un cráter ahora sepultado bajo el domo Pedregoso. Un suelo que sobreyace la caída de pómez (Fig. 22B) fue fechado por el método de radiocarbono en 2355 ± 110 años AP. Este suelo subyace a una secuencia de flujos y oleadas piroclásticas que se originaron en el domo riolítico Pochetero (Figs. 3, 4 y 22). La facie proximal de esta secuencia aflora directamente bajo el domo riolítico Pochetero. Finalmente, la última erupción en esta zona produjo la colada (coulée) La Pichancha (Fig. 22), la cual no se encuentra cubierta ni por depósitos del Pedregoso, ni por depósitos del Pochetero, pero sí ha sido cubierta por la pómez pliniana Jala. Esto significa que La Pichancha es más joven que 2355 ± 110 años AP (Pochetero) pero más antigua que 1060 ± 55 años AP (Jala).

Con base en toda esta información se puede concluir que durante los últimos 4,000 años se formaron un total de cinco domos monogenéticos silícicos (Pedregoso, Potrerillo I y II, Pochetero y Pichancha) en las cercanías del Ceboruco con un volumen total de 1.2 km^3 . Esto implica que el intervalo de recurrencia para este tipo de erupción es de 2000 años y la tasa de erupción promedio es de $0.12 \text{ km}^3/1000$ años (Tabla 6). Además, es interesante notar que estos cinco domos han sido emplazados todos dentro de un periodo que duró solamente 2000 años (entre 3550 ± 110 años AP y ca. 1500 años AP).

Tabla 5: Parámetros morfométricos determinados siguiendo los métodos de Porter (1972) y Wood (1980) que caracterizan a los edificios monogenéticos (conos de escoria y domos de lava) localizados en los alrededores del Ceboruco (Fig. 3). Fechamientos isotópicos de Petrone et al. (2001), Ferrari et al. (2003) y Frey et al. (2004).

CONOS DE ESCORIA

Nombre	Edad	Composición SiO ₂ (wt %)	Diámetro basal del cono (Wco) (m)	Altura del cono (Hco) (m)	Diámetro cráter (Wcr) (m)	Hco /Wco	Wcr /Wco	Dirección max. Wco	Área cubierta por lava (km ²)	Espesor promedio (m)	Longitud máxima flujo de lava (km)	Relación (Long./ Espesor)	Volumen cono (km ³)	Volumen total (km ³)
Cerro Colorado	430±0.17 B ka	52.00	445 (430-460)	60	182.5 (180-185)	0.13	0.41	NW-SE	-	-	-	-	0.009	0.009
Cristo Rey	403±15 ka	BA 56.78	665 (650-680)	100	200	0.15	0.30	NW-SE	1.88	50	-	-	0.01	0.1
El Nogal	n.d.		215?	80	?	?	?	?	-	-	-	-	0.003	0.003
Pedregal I	n.d.	A 57.90	640 (630-650)	80	205 (130-280)	0.13	0.27	NW-SE	-	-	-	-	0.01	0.01
Pedregal II	n.d.	A 57.30	680 (660-700)	120	170 (160-180)	0.18	0.26	NW-SE	-	-	-	-	0.02	0.02
Gravilán	108±22 ka	A 58.17	665 (630-700)	80	190 (180-200)	0.12	0.32	NNE-SSW	0.9	80	1.7	17	0.02	0.09
Peña Colorada	85±19 ka	BA 54.09	690 (660-720)	100	270	0.14	0.39	NW-SE	-	-	-	-	0.02	0.02
Moletejito	n.d.	A 57.18	410	80	245 (240-250)	0.20	0.60	-	-	-	-	-	0.007	0.007
C. de la Concha	76±18 ka	A 59.30	750 (740-760)	140	285 (275-295)	0.19	0.38	NNE-SSW	-	-	-	-	0.05	0.05

Tabla 5: (continuación)

La Tunita	n.d.	BA 53.54	470 (420-520)	80	140	0.17	0.30	NNE-SSW	-	-	0.01	0.01	0.01	
Los Amoles	~57±50 ka	BA 52.56	865 (840-890)	220	295 (280-310)	0.25	0.34	N-S	18.84	30	13.4	134	0.08	0.65
Agujeras	~34±7 ka	B 51.90 (1)	705 (630-780)	120	290 (280-300)	0.17	0.41	NW-SE	6.61	15	7.03	117.2	0.02	0.12
Molecujillo	12±11 ka	BA 53.49	1250 (1200-1300)	240	495 (450-540)	0.19	0.40	NNE-SSW	-	-	-	-	0.15	0.15
Molecujete	9920 +170/-165 y. BP	BA 54.00	805 (780-1130)	240	215 (210-220)	0.25	0.23	NW-SE	6.74	15	7.3	486.7	0.13	0.23
Ceboruquito	n.d.	BA 53.34	585 (490-680)	120	210 (180-240)	0.21	0.36	NNE-SSW	9.93	15	8.5	566.7	0.01	0.16
Balastre II	n.d.	BA 55.74	705 (670-740)	100	315 (300-330)	0.15	0.45	NW-SE	0.8	15	1.9	126.7	0.02	0.032
Balastre I	n.d.	B 51.69	460 (320-600)	80	195 (160-230)	0.17	0.42	NW-SE	-	-	-	-	0.005	0.005
San Juanito*	2±31 ka	BA 53.66	300	80	142.5 (135-150)	0.27	0.48	-	-	-	-	-	0.01	0.01

(1) Contenido de SiO₂ reportado por Frey et al. (2004)

+ Contenido de SiO₂ (después de normalización)

* Cono de escoria dentro de anillo de toba

? Cono explotado

B basalto
BA Andesita basáltica

A Andesita
D Dactila

R Riolita
n.d. no determinado

Tabla 5: (continuación)

DOMOS DE LAVA

Nombre	Edad	Composición SiO ₂ (wt %)	Área cubierta por lava (km ²)	Espesor promedio (m)	Longitud máxima flujo de lava (km)	Volumen domo de lava (km ³)	Volumen total (km ³)		
								A	R
C. Grande N	111±22 ka	D/ 67.9(1)	1.44	120	1.44				
C. Grande M		R/ 70.33	3.26	100	3.26				
C. Grande S		R/ -	-			1.85	2.35		
Cerro Alto domo de lava	63±7 ka	R 69.82	-	-	-	0.14	0.14		
Pedregoso domo de lava	3550±110 a. AP	R 70.81	4.27 (LF) +1.44 (Do+C)	50	4.8 1.1	0.2 (Do+C)	0.41		
Pochetero domo de obsidiana	2355±110 a. AP	R 74.14	-	-	-	0.14	0.14		
Potrerillo I* domo de lava	>Potrerillo II	D n.d.	-	-	-	0.02	0.02		
Potrerillo II* domo de lava	2345±40 a. AP 2430 +50/-45 a. AP	D 64.65	3.34	100	4.05	-	0.3 (Do+LF)		
Pichancha coulée	> 1060±55 a. AP < 2355±110 a. AP	D 63.4				-	0.34		
+ Contenido de SiO ₂ (después de normalización)									
Do domo, LF = flujo de lava, C = coulée									
* Domo de lava dentro de anillo de toba									

I 4. CONCLUSIONES E IMPLICACIONES PARA LA EVALUACIÓN DEL RIESGO

Durante este estudio se obtuvieron 13 nuevos fechamientos por radiocarbono. Los 6 datos que fechan la erupción pliniana Jala ayudaron a limitar más la edad de esta gran erupción del Ceboruco y así poder determinar una edad calibrada de 990-1020 DC. También se obtuvieron las edades del cono de escoria Molcajete, de los dos domos de lava Pochetero y Pedregoso, así como del cono piroclástico Potrerillo II, los cuales no habían sido fechados anteriormente (o cuyas edades involucraban errores considerables). Un paleosuelo que subyace la caída de ceniza del cono de escoria Molcajete (SE del Ceboruco) fue fechado en $9220 \pm 170 / -165$ años AP y paleosuelos debajo de depósitos piroclásticos relacionados al domo de obsidiana Pochetero y al domo riolítico Pedregoso revelaron edades de 2355 ± 110 y 3550 ± 110 años AP, respectivamente. Dos muestras de carbón en depósitos de flujos piroclásticos del domo dacítico Potrerillo fueron fechados en 2345 ± 40 y $2430 \pm 50 / -45$ años AP. Finalmente, la edad más antigua de $21,075 \pm 680 / -625$ años AP fue obtenida de un paleosuelo debajo de una secuencia de flujos piroclásticos y lahares, que forma estratigráficamente la parte inferior del abanico de ceniza Marquesado al SW del volcán. Estos nuevos fechamientos por radiocarbono, el análisis de documentos históricos, la elaboración de un mapa geológico y nuevos datos estratigráficos, el cálculo de volúmenes emitidos y tasas de erupción, así como los datos ya existentes, nos han acercado más a la importante meta de obtener una historia eruptiva más completa del volcán Ceboruco y de los edificios monogenéticos aledaños.

La actividad volcánica se distribuye de una manera desigual a lo largo del CVM. En la parte occidental del CVM ocurren frecuentemente erupciones en el volcán Colima. Sin embargo, el presente estudio demuestra que el volcán Ceboruco debería ser considerado como otra posible fuente de erupciones en el futuro cercano.

Aunque la historia eruptiva temprana detallada del Ceboruco aún se desconoce, su historia más reciente pudo ser revelada en sus rasgos esenciales. De acuerdo a ello, la actividad eruptiva se incrementó paulatinamente hasta culminar alrededor de 990-1020 DC en una erupción pliniana de gran magnitud (VEI=6) durante la cual fue emitido un gran volumen ($3-4 \text{ km}^3$ DRE) de material pumítico riódacítico (Gardner y Tait, 2000), que devastó amplias áreas alrededor del volcán.

Durante los siguientes 500 años, el volcán permaneció en un estado de gran actividad hasta la llegada de los conquistadores a principios del siglo XVI. Durante este lapso de tiempo un total de 6 flujos de lava acompañados por actividad piroclástica de flujos de bloques y ceniza, fueron

emplazados. Los volúmenes y la composición de estas lavas cambiaron sistemáticamente con el tiempo. El primer flujo de lava (Copales) fue dacítico y de gran volumen (2.1 km^3) mientras que el último flujo de lava (Ceboruco) fue andesítico con un pequeño volumen de tan sólo 0.16 km^3 (Figs. 12, 15; Tabla 4). Después de un periodo de más de 300 años de relativa quietud, el Ceboruco se reactivó en 1870 y permaneció en un estado de actividad hasta 1875. El producto principal de esta erupción histórica es un flujo de lava dacítico de 7.7 km de longitud y un volumen de 1.14 km^3 (Tabla 4). Su emplazamiento fue acompañado por la producción frecuente de flujos de bloques y ceniza que se generaron en el frente del flujo de lava durante su avance. Además, dos domos pequeños se formaron en la cima, y la producción de caída de ceniza fue considerable).

Con base en estos conocimientos se puede asumir que el siguiente periodo de actividad probablemente también producirá un flujo de lava acompañado por flujos de bloques y ceniza. La documentación existente sobre la erupción de 1870 a 1875 ofrece indicios sobre el posible transcurso y duración aproximada de una erupción futura, que probablemente será precedida meses antes por actividad sísmica precursora y el incremento de emanaciones fumarólicas antes de la aparición de lava viscosa en el área de la cima del volcán. Además, la caída de ceniza puede ser considerable. Debido a la morfología actual del área del cráter, un nuevo flujo de lava de composición andesítica/dacítica fluiría cuesta abajo por los flancos SW del Ceboruco. Flujos de bloques y ceniza acompañarían al flujo de lava y serían canalizados por las barrancas que drenan el volcán hacia el SW. Estos flujos piroclásticos letales principalmente afectarían el área ocupada actualmente por el abanico de bloques y ceniza Marquesado. Evacuaciones preventivas de pueblos cercanos y el cierre de carreteras (incluyendo la autopista No. 15) seguramente causarían perturbaciones serias en la actividad económica.

La ocurrencia de una erupción de magnitud similar a la erupción pliniana Jala no parece muy probable, pero no debe ser descartada por completo. La recurrencia de tal tipo de erupción no solamente tendría efectos devastadores sobre pueblos en las cercanías (e.g. Jala y Ahuacatlán) y campos agrícolas aledaños, los cuales serían cubiertos por un espesor de varios metros de pómez y ceniza, sino que también destruiría la autopista No. 15 que conecta Guadalajara con la costa del Pacífico. Si los vientos predominantes soplaran hacia el NE durante la erupción (como ocurrió durante la erupción pliniana Jala), cantidades sustanciales de pómez y ceniza serían depositados dentro del área de drenaje del Río Santiago (Fig. 24), el cual representa el sistema de drenaje más importante de la región centro-occidental de México hacia el Pacífico. El Río

Santiago (Fig. 24) se localiza a sólo 23 km (distancia más corta hacia el NE) del Ceboruco. Ahí, a 34 km de distancia del volcán, la recientemente construida presa y planta hidroeléctrica El Cajón (750 Mw, una de las más grandes en México) así como la presa La Yesca (750 Mw, en la actualidad en construcción) serían afectadas por lahares derivados de los depósitos de caída pliniana. Aunque el tiempo de vida de este tipo de presas se limita a varias décadas, tal escenario tendría implicaciones severas y requiere de un análisis más detallado.

El estudio de los depósitos de lahares de la erupción Jala a lo largo de los bancos del Río Santiago representa un proyecto importante que no solamente produciría información valiosa en el contexto de amenazas potenciales en el futuro, sino también contribuiría al conocimiento arqueológico en esta región. En este contexto es importante mencionar que la erupción pliniana Jala coincide burdamente en tiempo y magnitud con la última erupción pliniana del Popocatepetl, la cual ocurrió ca. 1100 años AP en el centro de México (e.g. Siebe et al., 1996a; 2006). Los lahares derivados de la caída pliniana de la erupción de 1100 años AP del Popocatepetl destruyó el valle de Puebla afectando severamente ciudades prehispánicas importantes como Cholula y Xochitécatl (Siebe et al., 1996b). Ambas erupciones, Jala y Popocatepetl, coinciden temporalmente con la transición del periodo Clásico al Post-Clásico de la arqueología Mesoamericana. Esa época se caracterizó por migraciones e importantes cambios culturales. Desafortunadamente, aún se desconoce el rol del impacto de erupciones volcánicas de gran magnitud en el desarrollo de las civilizaciones prehispánicas, un campo que aún permanece por descubrirse.

Una erupción pliniana del Ceboruco seguramente también tendría un impacto sobre lugares más distantes. Caída de ceniza fácilmente llegaría hasta Guadalajara (zona metropolitana con ~4.1 millones de habitantes; INEGI censo 2005), situada 130 km al E, donde causaría interrupciones en el transporte, en especial en la seguridad de la aviación, además de otras dificultades serias.

Del presente estudio también se puede deducir que no solamente se esperarían erupciones futuras del cráter del Ceboruco, sino también aunque quizás con menor probabilidad en áreas circundantes localizadas hacia el NW y SE del volcán. Al menos 11 erupciones monogenéticas han ocurrido durante el Holoceno a lo largo de una franja de 2 km de ancho y 30 km de longitud, que corta el cráter del Ceboruco en una dirección NW-SE (Fig. 4, Tabla 5). Durante la primera mitad del Holoceno se formaron 6 conos de escoria de composición andesítico-basáltica (Fig. 23). Estas erupciones iniciaron en su mayoría con una fase estromboliana y

terminaron con el emplazamiento de flujos de lava. Durante la segunda mitad del Holoceno (últimos 5000 años) la actividad monogenética consistió en el emplazamiento de 5 domos silíceos, que en su mayoría fue precedido por actividad explosiva violenta de tipo freato-magmática (e.g. Potrerillo I y II) o sub-pliniana (e.g. Pedregoso). Esto significa que una erupción monogenética ocurrió en promedio cada 1000 años (Fig. 23, Tabla 6).

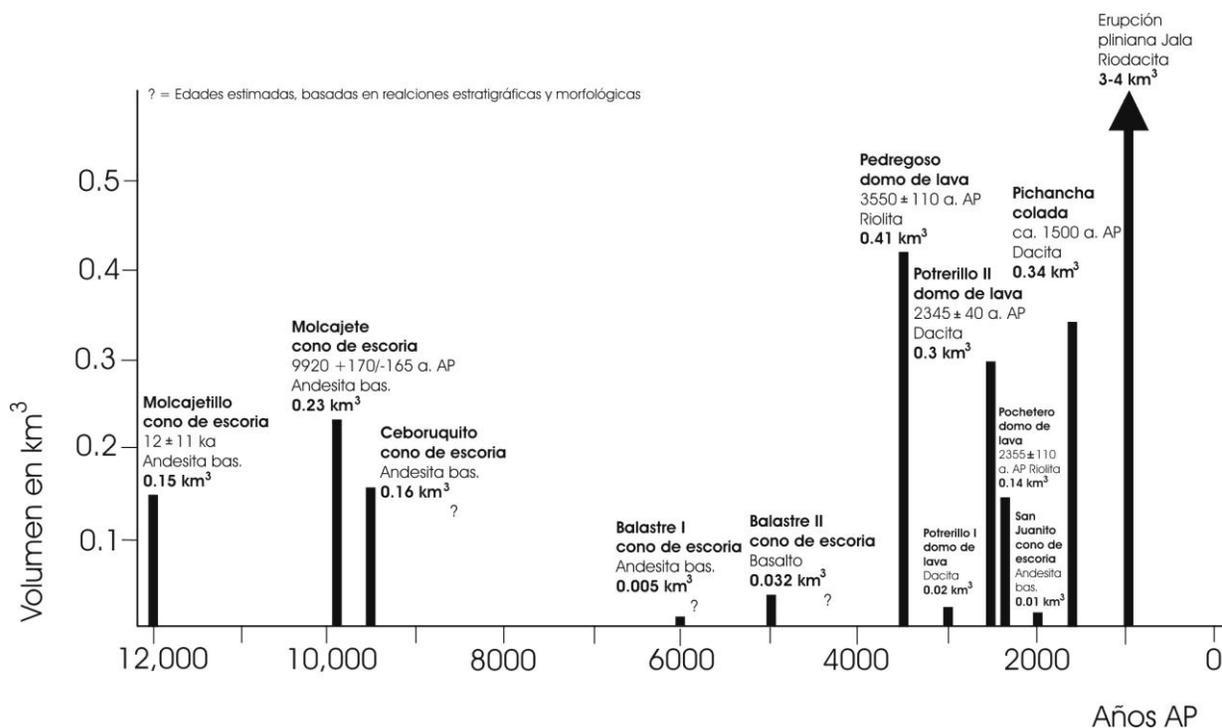


Figura 23. Diagrama que muestra el volumen emitido en función del tiempo para erupciones holocénicas que construyeron edificios monogenéticos en los alrededores del Ceboruco.

Aunque todavía falta una cantidad considerable de fechamientos radiométricos por realizar, la base de datos existente permite concluir con toda seguridad que el volcán Ceboruco así como áreas aledañas representan una de las zonas más activas del CVM. En consecuencia, el monitoreo geofísico (especialmente la instalación de una red sismológica) y la elaboración de mapas de peligro debería realizarse de manera programática en el futuro próximo. Además, las autoridades de protección civil deberían iniciar un programa que apuntase hacia la mitigación de los peligros volcánicos en esta región. Este programa debería incluir una legislación sobre el uso del terreno, la implementación de políticas económicas racionales, y una campaña de información pública eficiente.

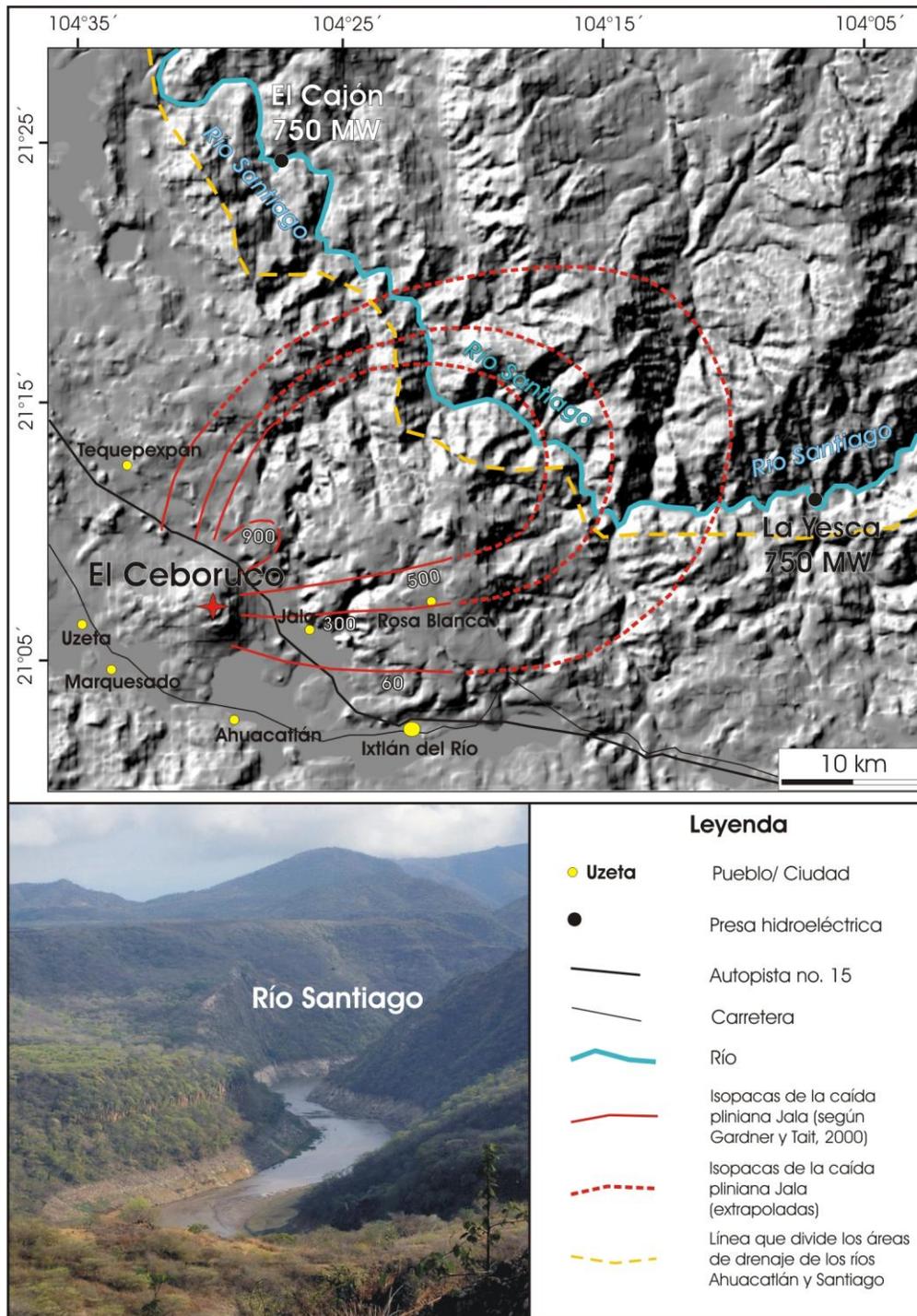


Figura 24. Mapa que muestra la ubicación del Ceboruco así como las isopacas de la caída de pómez pliniana Jala con respecto a la cuenca del Río Santiago. Lahares secundarios originados a partir de caídas plinianas podrían afectar seriamente el funcionamiento de las presas hidroeléctricas El Cajón y La Yesca (en construcción). La caída de ceniza húmeda sobre los cables eléctricos también podría causar problemas serios de transmisión del flujo eléctrico.

Casi 140 años han transcurrido desde el cese de la última erupción del Ceboruco. Todo este tiempo el volcán ha permanecido en un estado fumarólico de baja intensidad. En la actualidad no es posible determinar el momento de su próxima fase de actividad pero sería deseable tomar un mínimo de medidas precautorias.

Tabla 6: Volúmenes emitidos, composiciones, intervalos de ocurrencia y tazas de erupción para diferentes tipos de erupciones del Ceboruco y de edificios monogenéticos en los alrededores durante el Holoceno. En estos cálculos simplificados no se consideraron los volúmenes del abanico de ceniza Marquesado (1.1 km³ en aprox. 21,000 a.), flujos piroclásticos, oleadas piroclásticas, caída de ceniza, etc.

	No. de erupciones	Volumen total (km ³)	Composición	Intervalo de recurrencia (años)	Taza de erupción (km ³ / 1000 años)	% de taza de erupción
Conos de escoria	6 en 12,000 años	0.6	Andesita basáltica	2000	0.05	1.11
Domos monogenéticos	5 en 10,000 años	1.2	Dacita y Riolita	2000	0.12	2.65
Flujos de lava del Ceboruco	7 en 1000 años	4	Andesita y Dacita	143	4.0	88.50
Erupción pliniana de pómez	1 en 10,000 años	3-4	Riodacita	10,000 (?)	0.35 (?)	7.74
					Total: 4.52	100%

**PARTE II: COMPOSICIÓN GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA (SISTEMAS Nd, Sr Y Pb) DEL
VOLCÁN CEBORUCO Y EDIFICIOS MONOGENÉTICOS**

II 1 GEOQUÍMICA Y PETROGRAFÍA

II 1.1 Metodología

II 1.1. 1 Análisis petrográfico

Se recolectaron muestras frescas de las lavas del Ceboruco (todas las lavas con edades <1000 años y una muestra de las lavas que forman el edificio antiguo), de bombas balísticas de todos los conos de escoria y de lavas de domos localizados dentro del graben Ceboruco en la zona de estudio (abarcando el área del mapa topográfico INEGI Ixtlán del Río 1:50.000). Además, se tomaron algunas muestras de las rocas que conforman los dos bloques tectónicos adyacentes (SMO y JB, ver Tabla 9) así como xenolitos del basamento para comparar sus valores isotópicos con los productos del graben Ceboruco.

Se elaboraron 68 secciones delgadas, mínimo una de cada muestra analizada químicamente en el taller de laminación del Instituto de Geología de la UNAM. El grosor de la lámina se obtuvo con abrasivos sucesivamente más finos, trabajando primero con abrasivos (carburo de sílice) de malla de 120 a 600 mesh (equivalente a 125 a 17 μm) sobre un disco abrasivo y luego con un abrasivo de 14.5 μm (óxido de aluminio) sobre una pieza de vidrio. Cada sección se pulió con óxido de aluminio de tamaño de 0.05 y 0.03 μm con ayuda de una pulidora. Al final se usó una pulidora automática que trabaja también con óxido de aluminio, pero de menor tamaño de grano (0.01 μm) para obtener una óptima calidad.

La observación de las láminas bajo el microscopio, así como el conteo de puntos y la toma de fotografías se realizaron en el Instituto de Geofísica de la UNAM. Los resultados de los análisis modales se presentan en la Tabla 7.

II 1.1.2 Análisis geoquímico

Un total de 65 muestras fue enviado al laboratorio Activation Laboratories Ltd. (Ancaster, Ontario, Canadá), donde se realizó el análisis químico de elementos mayores y traza. Se aplicaron diferentes métodos analíticos, como Fusion-Inductively Coupled Plasma (FUS-ICP) para los elementos mayores y algunos elementos traza (Ba, Sr, V, Y, Zr), Fusion Mass Spectrometry (FUS-MS) para los elementos Cs y Hf, Instrumental Neutron Activation Analysis (INAA) para la mayoría de los elementos traza (Ce, Co, Cr, Eu, La, Lu, Nd, Rb, Sb, Sc, Sm, Ta, Tb, Th, U, Yb), Total Digestion-Inductively Coupled Plasma (TD-ICP) para algunos metales (Ni y Pb), una combinación de Multi-INAA con TD-ICP para los metales como Zn y finalmente Pressed Pellet X-Ray Fluorescence (PPXRF) para Nb. Una descripción de las metodologías analíticas empleadas se puede consultar en la página http://www.actlabs.com/methods_can.htm. Los resultados analíticos así como los límites de detección de los diferentes métodos se presentan en Tabla 8.

II 1.1.3 Análisis isotópico (Sr, Nd y Pb)

El primer paso necesario para obtener resultados de calidad en los análisis isotópicos de Sr, Nd y Pb es un muestreo cuidadoso en el campo. Las muestras de lavas u otros tipos de materiales volcánicos deben ser frescas, es decir sin alteraciones. Todas las muestras recolectadas del Ceboruco y otros edificios volcánicos en el área del graben Ceboruco tienen edades del Plioceno al Holoceno y por ello es fácil encontrar muestras sin alteraciones. Solamente las muestras más antiguas de los bloques tectónicos adyacentes presentan alteraciones significativas (especialmente las riolitas e ignimbritas del grupo Jala que sobreyace a la SMO, Figs. 4 y 5). Preferentemente se buscaron muestras que no fueran superficiales, con fracturas, material secundario o algún tipo de coloración por alteración. Cuando fue posible, se escogieron muestras densas y afaníticas, lo que se dificultó un poco en el caso de las rocas del Ceboruco, que en su mayoría son porfídicas y vesiculares. Los resultados de los análisis isotópicos se presentan en Tabla 9. Debido a la importancia de la metodología analítica empleada, ésta se describe con mayor detalle a continuación:

Dependiendo de la calidad del material, se colectaron alrededor de 5 kilogramos para realizar análisis isotópicos y geoquímicos. El material, de preferencia en estado seco, se guardó en bolsas plásticas, cerradas con cinta para evitar contaminaciones. Del material recolectado en

campo se escogieron los fragmentos más limpios, cuya cantidad dependió de la calidad de la muestra (unos cientos de gramos en el caso de muestras africanas y un mínimo de 1-2 kg en el caso de muestras altamente porfídicas) para permitir un análisis representativo. La muestra seca, previamente limpiada con cepillo y agua y luego con agua destilada, se trituró con 2 máquinas (quebradora de quijadas y pulverizador de anillos) hasta obtener un polvo arcilloso (tamaño de grano $\sim 60 \mu\text{m}$). Se aplicó una limpieza (mecánica y química) rigurosa a todo el equipo usado antes de trabajar la siguiente muestra para evitar una contaminación con residuos de la muestra previa. Con el fin de analizar una cantidad representativa, se cuartearon las muestras hasta terminar con una cantidad final de aproximadamente 150 mg.

Los procedimientos químicos aplicados se establecieron en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) entre los años 1998 y 2004. (Para mayor información se puede consultar la página <http://geologia.igeolcu.unam.mx/Lugis/manual.html>.) En total se prepararon 24 muestras para determinar sus relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb.

Por cada muestra se guardaron dos frascos de vidrio con una cantidad de 150 miligramos (anteriormente limpiados con agua mili-rho, mili-Q y una solución acuosa de ácido nítrico al 10%). En una balanza de precisión (5 dígitos) se pesaron bombas de teflón, primero vacías y luego con la muestra, para determinar el peso exacto de la muestra. Después se realizó un lixiviado con HCl (6N) para remover principalmente Pb y Fe secundario de las superficies de los granos de la muestra. Las bombas de teflón con las muestras y el HCl se mantuvieron en una parrilla a una temperatura de 90°C durante una hora. Después del tiempo de reposo se decantó la muestra y se desechó el ácido. La muestra se lavó con agua mili-Q. La bomba de teflón con la muestra se llenó con agua mili-Q y se dejó reposar 30 minutos en la parrilla con la misma temperatura. Después se decantó y se puso agua mili-Q una segunda vez para decantar de nuevo después de un reposo de unos minutos, lo que permitió la acumulación de la muestra en el fondo. Con la tapa removida, los bombas de teflón con la muestra se pusieron de nuevo en la parrilla, para que la muestra se secase durante una hora aproximadamente y a una temperatura de 90°C . La muestra ya seca se pesó una vez más para determinar la pérdida de muestra durante el proceso del lixiviado. Luego se agregaron ~ 1 ml HNO_3 (16N) y ~ 3 ml de ácido fluorhídrico (HF) para realizar la digestión de la muestra durante un mínimo de 48 horas. Durante el proceso de digestión, la muestra permaneció en las bombas bien cerradas en la parrilla a una temperatura de 90° a 110°C . Cuando la muestra se encontraba bien digerida, mostraba solamente un residuo de color blanco. Las bombas se dejaron enfriar, para luego

girarlas y recuperar las gotas en la tapa y abrirlas. Las bombas abiertas se colocaron en la parrilla para evaporar el ácido bajo la misma temperatura de la digestión. Después de aproximadamente 8 a 10 horas, la muestra estaba seca, dejando un residuo blanco. Posteriormente se sacaron las bombas para agregar ~5 ml de HCl (6N). Luego las bombas se taparon y se colocaron en la parrilla hasta que el líquido tuviese una apariencia cristalina (6 a 12 horas). Después se dejaron secar por completo (8 a 10 horas) para obtener un residuo café anaranjado. Se agregaron ~4 ml HBr (1N) y las bombas se calentaron por al menos 4 horas. Después de recuperar las gotas de las tapas, las bombas se pusieron de nuevo a secar en el horno entre 8 y 10 horas. Se sacaron las bombas y se agregó 1 ml HBr (1N), se taparon las bombas y se dejaron en la parrilla calentando por unas 2 horas. Cuando se observaron residuos, la muestra se colocó en una centrífuga por unos 30 minutos.

Separación de Pb

Para recuperar el plomo, se usaron columnas de teflón. Estas columnas se tuvieron que sacar de su baño de ácido HNO₃ (8N) en el cual estaban guardadas. Posteriormente se enjuagaron con agua mili-Q. Las columnas de intercambio iónico se colocan en su soporte y se les agregaron 250 µl de resina aniónica del tipo DOWEX AG1-X8, conservada en agua mili-Q. Luego se llenaron las columnas con agua mili-Q, para asentar la resina. Después se empezó con la limpieza de las columnas con HNO₃ (8N) (hasta la mitad de la columna), agua mili-Q (llenando las columnas), HCl (6N) (mitad de las columnas), agua mili-Q (llenando las columnas), otra vez HCl (6N) hasta la mitad y finalmente agua mili-Q. Posteriormente se acondicionó la resina en las columnas usando HBr (1N) (la mitad del volumen de la columna) para luego agregar la muestra con una pipeta. La cantidad de muestra que se agregó dependió de las concentraciones de Pb en cada muestra, para evitar una sobresaturación del espectrómetro de masas. En este caso se usaron cantidades de 1000, 500, y 250 µl. El resto de las muestras, que escurre por las columnas, se repuso en las mismas bombas de teflón de donde se obtiene la fracción para Sr y Nd. Para recibir el Pb se usaron nuevos viales de teflón, a los que anteriormente se les había agregado un poco de HCl (6N) concentrado, se taparon y se pusieron en la parrilla por unos 20-30 minutos para limpiarlos. Para remover todos los elementos indeseables, se añadieron sucesivamente 300 µl de HBr (1N), 2 veces 600 µl de HBr (1N) y 300 µl HCl (2N), permitiendo pasar cada efluente antes de agregar el siguiente. Para poder recibir el plomo, se pusieron las nuevas bombas de teflón debajo de las columnas, anteriormente removidas de la parrilla y liberadas del ácido restante. Se añadieron 1.5 ml de

HCl (6N) para obtener el Pb. Después de añadir una gota de ácido fosfórico, se dejó la muestra de Pb debajo de lámparas infrarrojas hasta obtener sequedad total (~1 hora). Estas bombitas se taparon y se guardaron hasta el momento en que se realizó la medición con el espectrómetro de masas.

Separación de Sr y de REE

Durante este paso, se separaron el Sr y las Tierras Raras (REE). La separación se realizó con ayuda de columnas de intercambio iónico de vidrio de Pyrex calibradas que contienen una resina catiónica (tipo DOWEX AG 50N-X12). Las columnas se acondicionaron primero con 15 ml de HCl (2N) y después de que todo el ácido hubiese escurrido se agregó la muestra de 1 ml de las bombas de teflón a las columnas. Luego se agregaron 4 veces 1 ml de HCl (2N) para limpiar trazas de muestra de las paredes de las columnas. Después se usaron primero 16 ml y luego 160 ml de HCl (2N) para remover los elementos no requeridos como por ejemplo el K. El ácido de todos los pasos anteriores se dejó escurrir hacia vasos de vidrio, para ser desechado al final.

A continuación se usó HCl (6N), primero 10 ml para remover el último contenido de Ca. Para recuperar el Sr se pusieron las bombas de teflón bajo las columnas y se agregaron 15 ml de HCl (6N). Después se recibieron las Tierras Raras usando 30 ml de HCl (6N) en el caso de muestras con una cantidad de Nd mayor a 10 ppm en vasos de teflón. Al final, las columnas fueron sujetas a un proceso de limpieza usando 120 ml de HCl (~6N).

Las bombas de teflón con el Sr y las REE se pusieron a secar bajo lámparas infrarrojas. Cuando quedó una cantidad suficientemente pequeña, la muestra de Sr se pasó a bombitas de teflón de 1.5 ml, las cuales se quedaron bajo las lámparas hasta secar totalmente y luego se guardaron con una tapa de parafilm hasta que se realizó la medición con el espectrómetro de masas.

Separación de Nd

Las columnas usadas para la separación de Nd contienen un polvo de teflón, cubierto con HDEHP (bis-2-ethylhexyl-phosphoric acid). Primero se acondicionaron las columnas con 7 o 6 ml de ácido clorhídrico (HCl, 0.18 N). Luego se agregaron 250 µl de HCl (0.18 N) a las bombitas de 1.5 ml, que contenían la muestra con las REE en estado seco. Así disuelto, las muestras se agregaron a las columnas. Después se lavó la bombita de teflón otra vez con 250 µl de HCl (0.18 N) para quitar restos eventuales de las REE. Entonces se pusieron 2 veces 250 µl de HCl (0.18 N) a las columnas para remover la muestra pegada a las paredes de las columnas. Para remover las REE no deseadas, se agregó una cantidad entre 4.5 y 11 ml de HCl (0.18N),

dependiendo del tipo de columna. Después se pudo recuperar el Nd con cantidades de HCl (0.18N) entre 1 ml y 4.5 ml. Para la recuperación se retiraron los vasos de vidrio usados para captar los ácidos con los elementos no requeridos y se pusieron vasos de teflón, en los cuales luego se recuperó el Nd. A las columnas con muestras que contenían poco Nd, adicionalmente se les agregó una cantidad de 2 a 3 ml de HCl (0.4 N) para recuperar la mayor parte posible de Nd. Ahora se podría recuperar el Sm, pero en el caso de estas muestras jóvenes, no se requirió. Finalmente se pusieron los vasos de teflón con el Nd a secar bajo las lámparas infrarrojas y se limpiaron las columnas con 10 ml de HCl (~6 N). Cuando el volumen restante fue suficientemente pequeño como para caber en las pequeñas bombitas de 1.5 ml, se pasó la muestra para evaporar el ácido bajo las lámparas hasta la sequedad total. Las bombitas con el Nd se taparon con parafilm para guardarse hasta que se realizó la medición con el espectrómetro de masas.

Medición con el espectrómetro de masas

Las mediciones de las relaciones isotópicas de Sr, Nd, y Pb se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca FINNIGAN MAT 262 en el LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM.

El espectrómetro cuenta con 8 colectores Faraday ajustables 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. Se analizaron 60 relaciones isotópicas para Nd y Sr. Los valores ($1\sigma = \pm 1\sigma_{\text{abs}}$) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. 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): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710238 \pm 23 (\pm 1\sigma_{\text{abs}}, n = 360)$; para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511871 \pm 23 (\pm 1\sigma_{\text{abs}}, n = 182)$. Las muestras de Pb se cargaron con una mezcla de gel de sílice y ácido fosfórico, analizándose 100 relaciones isotópicas. El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de Pb se corrigió con la comparación al valor promedio del laboratorio para el estándar NBS 981 (Pb): $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.89 \pm 0.05\%$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.43 \pm 0.07\%$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.52 \pm 0.10\% (\pm 1\sigma_{\text{rel}}, n = 171)$. Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 6.8 ng Sr, 1.5 ng Nd (blanco total) y 46 pg Pb (blanco de química). Más detalles analíticos del procesamiento de muestras en el LUGIS están reportados en: <http://geologia.igeolcu.unam.mx/Lugis/manual.html>.

II 1.2 Petrografía

Los primeros estudios del volcán Ceboruco por Thorpe y Francis (1975) incluyeron análisis petrográficos de algunas lavas del Ceboruco, con el resultado de haber identificado plagioclasas zonadas, ortopiroxeno, clinopiroxeno con menor frecuencia y óxidos de Fe-Ti, formando glomeropórfidos en muchas ocasiones. En su trabajo sobre el volcán Ceboruco, Nelson (1980) incluyó también análisis petrográficos y geoquímicos (además de algunos isótopos de Sr y Rb) de rocas provenientes del Ceboruco y algunos edificios en sus flancos. Nelson (1980) realizó además análisis modales de las mismas rocas, con resultados similares a los del presente estudio (Plag, Opx, Cpx, óxidos, trazas de biotita, hornblenda, olivinos y sanidino en algunas secciones). Trabajos más recientes ofrecen, aparte de una gran cantidad de datos geoquímicos e isotópicos, análisis por microsonda de plagioclasas y piroxenos (por ejemplo Petrone et al., 2003) así como análisis modales (fenocristales) (Frey et al., 2004) de edificios distribuidos a lo largo del graben Tepic-Zacoalco. En ningún estudio anterior se habían analizado muestras de todos los edificios volcánicos del graben Ceboruco.

En este trabajo se observaron en los productos de los edificios volcánicos dentro del Graben del Ceboruco de mayor a menor frecuencia (ver Tabla 7): plagioclasa, ortopiroxeno, olivino, óxidos, clinopiroxeno, biotita y hornblenda. Se encontró feldespatos potásico en una sola muestra, proveniente del domo de obsidiana Pochetero. Comúnmente se encontraron cristales accesorios de apatito como inclusiones en los feldespatos de la primera generación en las secciones de rocas más evolucionadas (andesitas y dacitas), así como cristales de cromita en los olivinos de las muestras de rocas menos evolucionadas (basaltos, andesitas basálticas y también en algunas andesitas). Además, se observaron cuarzo y muscovita en los xenolitos del basamento (Bloque Jalisco). La plagioclasa es el cristal más abundante (Tabla 7) y ocurre en todos los productos de los edificios volcánicos de la zona de estudio con porcentajes que varían entre ~3 % y ~36 % en volumen (libre de vesículas).

Tabla 7: Análisis mineralógico modal (conteo de puntos) de secciones selectas del volcán Ceboruco y edificios monogenéticos del área. *xenocrystal, #iddingsita, Fen=fenocrystal (>0.3 mm), mFen=microfenocrystal (0.03-0.3 mm), Matriz: (<0.03 mm), Ves.=vesículas, tr=trazas. Puntos contados por cada sección=800 (sin vesículas), vesículas contadas aparte.

Grupo	Ceboruco										Conos de escoria SE			
	Muestra	04-82	04-19	04-48	04-45	04-97	04-46	04-63a	04-38	04-14a	04-21	04-13	04-06	04-03
Localidad	Coapan I Ceboruco pre-Jala Coapan II El Cajón El Norte Dos Equis Destiladero Copales 1870										Balastre I Molcajete P. Colorada			
Plag	Fen	8.0	10.5	8.1	20.4	15.6	20.4	16.8	0.3	5.1	6.3	4.6	0.4	0.1
	mFen	7.4	4.6	11.6	12.9	9.5	2.0	19.1	2.9	14.6	1.1	9.9	8.4	8.6
OI	Fen	0	tr	0	0	0	0	0	0	tr*	0	0.3	0	tr
	mFen	0	0	0	0	0	0	0	0	tr*	0	2.1	0.6	0.5
Cpx	Fen	0	0.6	0	0.6	0.3	0.8	0.4	0	0	0.3	0	0	0
	mFen	0.1	0.8	0.4	1.1	0.2	0.9	0.5	0	1.3	0.3	0.8	0.3	0.1
Opx	Fen	0.1	0.4	0.3	1.1	0.3	1.6	0.8	0	tr	0.3	0	0	0
	mFen	0.3	1.6	2.6	2.0	1.4	1.4	5.9	0	2.6	0.5	0	0	0
Hbl	Fen	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	mFen	0.8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bt	Fen	0.5	0	0	0	0	0	0	tr	0	0	0	0	0
	mFen	0.5	0	0	0	0	0	0	1.3	0	0	0	0	0
K-fsp	Fen	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	mFen	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ox	Fen	?	0	0	0.4	0	0.1	0.5	tr	0	0	0	0	tr
	mFen	?	0.6	0.3	1.3	0.8	0.5	3.5	0.3	2.5	1.0	0.9	1.1	0.8
Acc	Fen	tr	tr	tr?	tr	tr	tr	tr	0	tr	tr	0	tr	0
	mFen	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Matriz		82.3	80.9	60.3	60.3	71.8	72.4	52.6	95.4	73.9	90.4	81.5	89.1	89.9
Total		100.0	100.0	100.1	100.1	99.9	100.1	100.1	100.2	100.0	100.2	100.1	99.9	100.0
Ves		0.2	17.5	0.5	12.8	71.3	7.0	8.6	6.4	0.3	0.7	14.8	0.5	1.0

Tabla 7: (continuación)

*xenocrystal, #iddingsita, Fen=fenocrystal (>0.3 mm), mFen=microfenocrystal (0.03-0.3 mm), Matriz: (<0.03 mm), Ves.=vesículas, tr=trazas.
Puntos contados por cada sección=800 (sin vesículas), vesículas contadas aparte.

Grupo	Conos de escoria SE						Conos de escoria NW																					
	04-08	04-04	04-52	04-53	04-01		04-34	04-44	04-36	04-35	04-37	04-33	04-42															
Muestra	Balastre II						Los Amoles						Molcajetito		Gavilan C. Concha													
Localidad	Cristo Rey E Pedregal II						Pedregal I						Ceboruquito															
Plag	Fen	2.6	0.5	0.5	0.3	1.4	0	6.3	2.8	12.9	5.9	7.2	0.5	mFen	13.0	13.9	11.4	4.4	3.4	14.4	13.1	15.1	11.1	8.6	10.4	6.9		
OI	Fen	0.6	0.3	0.6	0.1	0	0.5	0.6	0.1	0	0.9	0.1	0.1	mFen	1.6	1.1	0.6	0.4	0	0.6	2.3	2.1	0.1	0.1	1.3	0.1		
Cpx	Fen	0.1	0	0	0	0	tr	0	0	0	0.6	tr	0	mFen	0.4	0.1	0.5	tr	0	tr	0	0.8	0.6	tr	0	0		
Opx	Fen	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.3	tr	0	mFen	0	0	0	0	0	0	0	1.0	0.5	tr	0	0.1		
Hbl	Fen	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.3	0	0	mFen	0	0	0	0	0	0	0	0	0.3	0	0	0	0	
Bt	Fen	0	0	0	0	0.3	0	0	0	0	0	0	0	mFen	0	0	0	0	0.3	0	0	0	0	0	0	0	0	
K-fsp	Fen	0	0	0	0	2.6	0	0	0	0	0	0	0	mFen	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Ox	Fen	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	mFen	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Acc	Fen	0	0	tr	tr	0.6	0.6	0.5	tr	0.1	tr	0.6	1.1	mFen	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	mFen	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Matriz		81.6	84.1	86.4	94.9	91.0	82.8	76.9	79.0	71.0	82.9	80.4	91.1															
Total		99.9	100.0	100.0	100.1	100.2	100.0	100.1	100.1	100.0	100.1	100.0	99.9															
Ves		29.0	4.0	1.6	13.1	3.4	4.5	8.2	12.2	5.9	32.7	0	8.9															

Tabla 7: (continuación)

*xenocrystal, #iddingsita, Fen=fenocrystal (>0.3 mm), mFen=microfenocrystal (0.03-0.3 mm), Matriz: (<0.03 mm), Ves.=vesículas, tr=trazas. Puntos contados por cada sección=800 (sin vesículas), vesículas contadas aparte.

Grupo Muestra Localidad	Domos de lava SE			Domos de lava NW		
	04-11 La Pichancha	04-17 Pedregoso	04-15 Pochetero	04-27 Potrerillo	04-43 Cerro Alto	04-32 Cerro Grande M
Plag	Fen 0.4	1.3	0.3	2.4	1.5	5.0
	mFen 5.4	10.6	2.4	1.3	2.9	13.1
Ol	Fen 0	0	0	0	0.4	0
	mFen 0	0	0	0	0	0
Cpx	Fen tr	0	0	0	0	0
	mFen 0	0	tr	0	0	0
Opx	Fen tr	0	0	0	0	0
	mFen 0	tr	0.3	0.1	tr	0.3
Hbl	Fen 0.3	tr	0	0	tr	0.1
	mFen 1.8	0	tr	0	tr	0.1
Bt	Fen 0	0	0	0.5	tr	0.3
	mFen 0	0.9	0.4	0.8	0	0.1
K-fsp	Fen 0	0	0.1	0	0	0
	mFen 0	0	0.3	0	0	0
Ox	Fen 0	0	tr	0	0	0
	mFen 1.3	0.4	0.1	0.4	0.4	0.1
Acc	Fen tr	tr	0	tr	0	tr
	mFen 0	0	0	0	0	0
Matriz	91.0	86.9	96.3	94.6	94.8	80.9
Total	100.2	100.1	100.2	100.1	100.1	100.0
Ves	3.4	4.9	1.1	8.4	2.7	12.0

II 1.2.1 Volcán Ceboruco

Las lavas del Ceboruco de composición andesítica (Ceboruco, Coapan II, Cajón, El Norte y edificio antiguo) y dacítica (Copales, lava de 1870) muestran una paragénesis de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, óxidos y escasos cristales de olivino que en su mayoría son xenocristales que ocurren dentro de enclaves máficas, comunes en las dacitas (Copales, Dos Equis) del Ceboruco, asociados con cristales de piroxenos y plagioclasa o aislados. Se debe mencionar que el flujo Coapan I, que también es el más máfico, adicionalmente presenta biotita y hornblenda, lo que lo distingue de los demás flujos de lava del Ceboruco. Por ello se agrupa más bien con el flujo de lava del cono de escoria Ceboruquito que también presenta biotita. Ambos flujos de lava tienen su origen en los flancos del Ceboruco.

En general, todas las lavas con origen en el Ceboruco, incluyendo los flujos de lava y domos de composición andesítica a dacítica (Destiladero, Dos Equis, Copales, Cajón, Coapan I y II, El Norte, Ceboruco, 1870 y las lavas del edificio antiguo), muestran varias generaciones de plagioclasa, de las cuales la primera se caracteriza por tener estructuras que reflejan desequilibrio como lo son las estructuras de tamiz y un marcado zoneamiento (Fig. 25F). Las plagioclasas de la última generación ocurren distribuidas de forma homogénea como microlitos en la matriz. Las plagioclasas de todas las generaciones se muestran con una forma euhedral en su mayoría a subhedral en algunos casos, pero se puede notar que las plagioclasas de la primera generación han sido dañadas físicamente. Además, como característica común, los fenocristales de las primeras generaciones (Pl, Opx y/o Cpx, junto con óxidos) forman glomeropórfidos (Figs. 25C y D). Además, se encuentra el accesorio apatito como inclusión en las plagioclasas de la primera (y a veces en la segunda) generación en todas las lavas dacíticas y en todas las lavas andesíticas del Ceboruco, pero no en las del edificio antiguo (Fig. 25E).

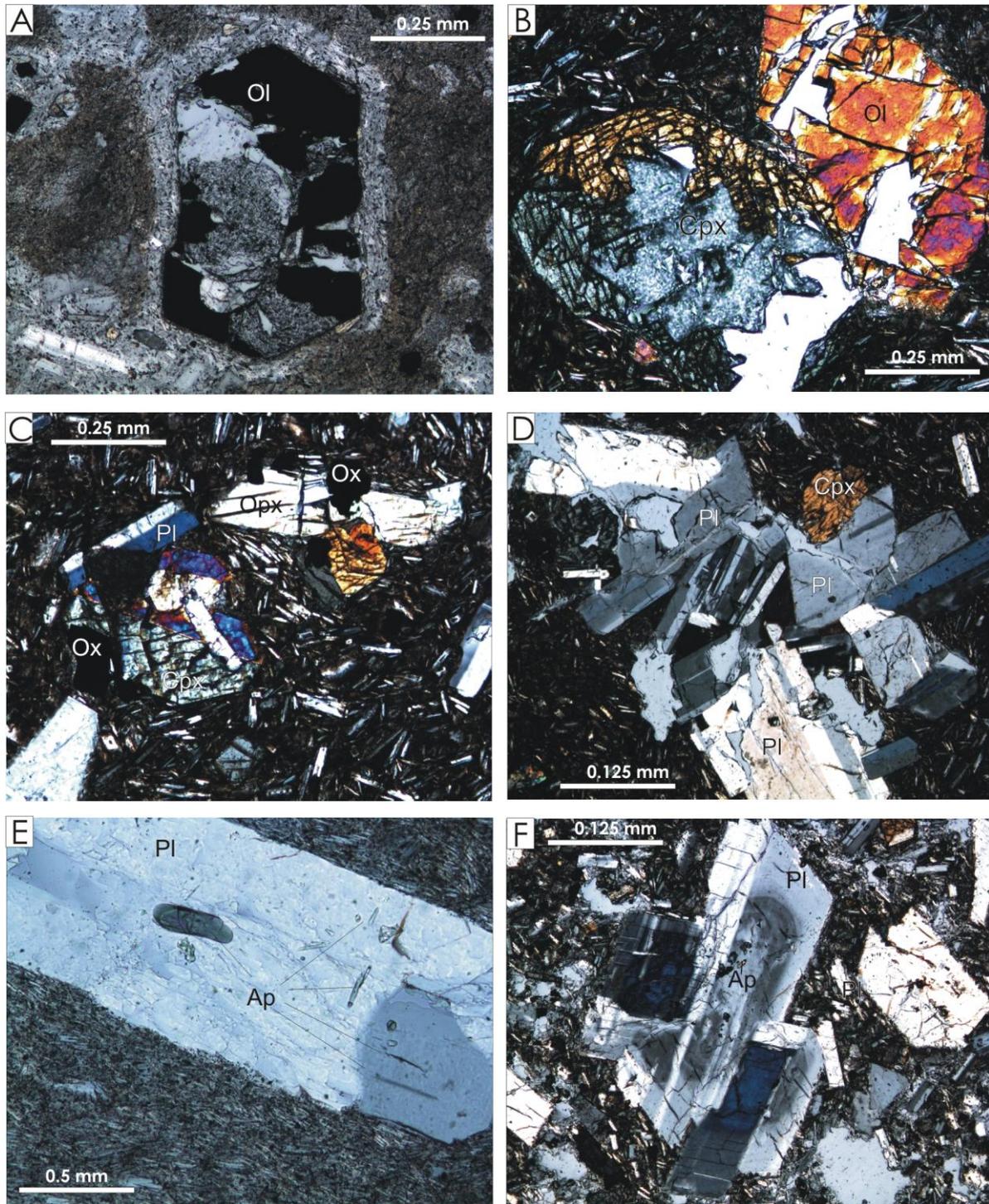


Figura 25. Fotografías de láminas delgadas de lavas del volcán Ceboruco. (A) Fenocristal de olivino en muestra del flujo de lava Copales, completamente reemplazado por óxidos y borde de reacción, aumento 10x. (B) Fenocristales de olivino y clinopiroxeno, afectados por disolución en muestra del flujo de lava Ceboruco, aumento 10x. (C) Plagioclasas, junto con óxidos, clinopiroxeno y ortopiroxeno formando un glomeropórfido en la muestra del flujo de lava Ceboruco, aumento 10x. (D) Glomeropórfido de plagioclasas y clinopiroxenos en muestra del flujo de lava Ceboruco, aumento 10x. (E) Acercamiento a plagioclasa de primera generación con inclusiones de

apatito en muestra del flujo de lava 1870, aumento 20x. (F) Plagioclasa con zoneamiento en muestra del domo de lava Dos Equis. También se indica una diminuta inclusión de apatito (Ap), aumento 5x.

Inclusiones de vidrio se encuentran en algunas plagioclasas de los flujos de lava del Ceboruco (e.g. flujo de lava Ceboruco). Todas las lavas del Ceboruco contienen clinopiroxeno y ortopiroxeno, pero el segundo ocurre con mayor abundancia. La baja birefringencia de éstos, sugiere que la variedad más común de los ortopiróxenos es la enstatita. Los piroxenos muestran formas de euhedral a anhedral con una dominancia de formas subhedrales y en muchas ocasiones padecen reemplazamiento por óxidos, que ocurre con mayor frecuencia en los clinopiroxenos, incluyendo una formación de bordes de óxidos hasta un reemplazamiento total por iddingsita. Las dacitas del Ceboruco además contienen enclaves máficas que incluyen piroxenos (clinopiroxeno y también ortopiroxeno, que por su moderada birrefringencia parece ser hipersteno), olivino y también óxidos. En casos excepcionales, el ortopiroxeno se encuentra más corroído que el clinopiroxeno (e.g., flujo de lava El Ceboruco). Igual que las plagioclasas de la primera generación, los fenocristales de piroxenos más grandes muchas veces se encuentran afectados por corrosión y están fracturados (Fig. 25B).

El olivino ocurre dentro de xenolitos (de magma más basáltico), casi completamente reemplazado por óxidos en las lavas dacíticas (especialmente en el flujo de lava Copales) y en el flujo andesítico Ceboruco, con formas euhedrales a subhedrales (Figs. 25A y B).

Las lavas provenientes de los flancos del Ceboruco, Destiladero, Coapan I y el flujo de lava del cono de escoria Ceboruquito, además presentan biotita, que se encuentra casi completamente reemplazada por óxidos donde sólo los núcleos están preservados en algunas ocasiones. Los óxidos que reemplazan a este mineral son, a diferencia de los que reemplazan a los piroxenos (iddingsita), pequeños y de forma redonda, lo que causa una sombra desvanecida (flake-like) del cristal con bordes indefinidos.

La vesicularidad es muy baja en los flujos de lava dacíticos Copales y 1870 (0.3 y 0.2 Vol.%, respectivamente) así como en las lavas andesíticas del edificio antiguo (0.5 Vol.%) y Coapan I (0.2%). El flujo Destiladero y el domo dacítico Dos Equis son más vesiculares con 6.4 y 8.6 Vol.% respectivamente. Una vesicularidad intermedia se muestra en las lavas de El Norte (7%), Coapan II (12.8%) y Ceboruco (17.5%). El flujo de lava Cajón destaca con una vesicularidad muy elevada de 71.3 Vol.%.

II 1.2.2 Conos de escoria

Al SE del Ceboruco

Como característica común en todos los productos del graben Ceboruco, la plagioclasa es el cristal más abundante, pero en la mayoría de los conos de escoria al SE del Ceboruco ésta se presenta en forma de microfenocristales con sólo aproximadamente una décima parte (del total de plagioclasa) en forma de fenocristales. Los conos de escoria El Balastre I y II representan una excepción ya que incluyen hasta 3 generaciones de plagioclasas (Fig. 26G). Las plagioclasas de la primera generación comúnmente presentan evidencias de desequilibrio como estructuras de tamiz, bahías de disolución y en algunos casos zoneamiento. También muestran formas subhedrales y están quebrados. En algunos casos, las plagioclasas de primera generación presentan bordes de microcristales de piroxenos (?) (Fig. 26I) y se asocian con fenocristales de olivino para formar glomeropórfidos. Los microfenocristales de plagioclasa ocurren generalmente de forma euhedral.

El olivino, el siguiente mineral en importancia, ocurre en forma euhedral a subhedral en los productos de los conos de escoria de composición basáltica a andesítica, pero con menor frecuencia en flujos de lava asociados. En las bombas de los conos de escoria, el olivino aparece muchas veces fragmentado. En muchas ocasiones este cristal forma aglomeraciones con óxidos y tiene inclusiones del accesorio cromita (Fig. 26H). El fenocristal olivino, igual que la plagioclasa, se encuentra afectado por desequilibrio, mostrando a veces bordes de reacción o su reemplazamiento parcial por óxidos. En ocasiones los olivinos están quebrados. Los microfenocristales de olivino son más frecuentes que los fenocristales.

Todas las muestras de los conos de escoria al SE del Ceboruco presentan clinopiroxeno, que también ocurre predominantemente como microfenocristal. Su forma es en general subhedral. Cuando el clinopiroxeno ocurre como fenocristal muestra bordes de reacción, disolución, reemplazamiento por óxidos y está quebrado. Los óxidos se presentan en todas las muestras de los conos de escoria, pero en la mitad de los casos no alcanzan el tamaño de microfenocristales. En algunos casos, los óxidos se distribuyen uniformemente por la matriz y en otros presentan acumulaciones, dándole así una apariencia manchada a la matriz (Fig. 26H).

Como se mencionó anteriormente, el flujo de lava del cono de escoria Ceboruquito representa una excepción al exhibir además cristales de biotita (Fig. 26M).

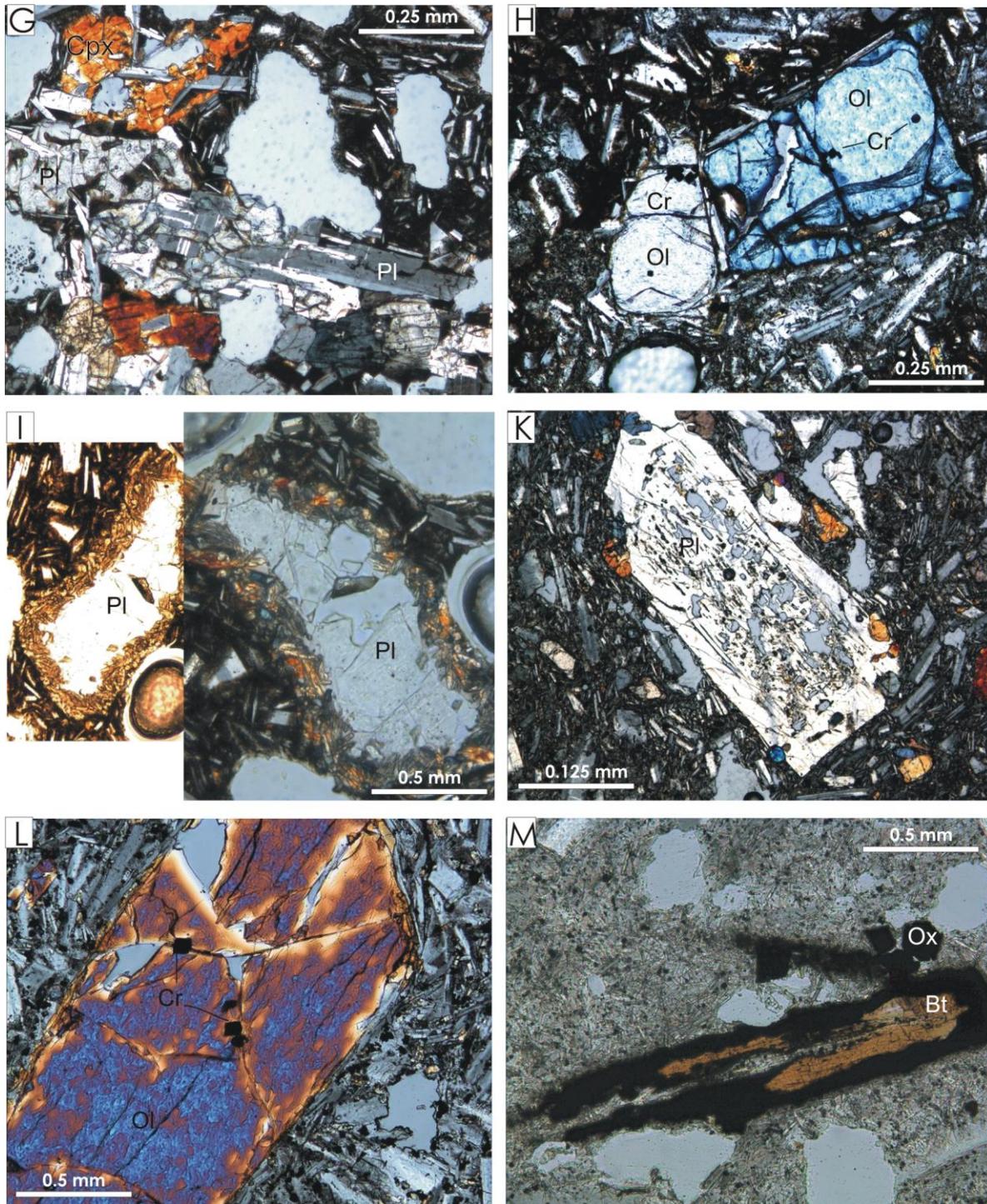


Figura 26. Fotografías de láminas delgadas de productos de conos de escoria. (G) Glomeropórfidos de plagioclasa y clinopiroxeno en muestra de bomba del cono de escoria Balastre II, aumento 10x. (H) Fenocristales de olivino con inclusiones de cromita en muestra de bomba del cono de escoria Pedregal II, aumento 10x. (I) Fenocristal de plagioclasa con borde de piroxenos en muestra de bomba del cono de escoria Balastre II, aumento 20x. (K) Fenocristal de plagioclasa (primera generación) con estructura de tamiz en muestra de bomba del cono de escoria San Juanito, aumento 5x. (L) Acercamiento a un fenocristal de olivino con inclusiones de cromita en muestra de

bomba del cono de escoria Los Amoles, aumento 20x. (M) Biotita con bordes oxidados en flujo de lava del cono de escoria Ceboruquito, aumento 20x.

Al NW del Ceboruco

La plagioclasa es el cristal más abundante, pero las proporciones de fenocristales a microfenocristales son más variables que en los conos de escoria del lado SE. Sus contenidos varían entre el 0% de fenocristales de plagioclasa (Los Amoles) hasta casi 13% (San Juanito). En todos los casos existen varias (2-3) generaciones de plagioclasa, con la primera generación afectada por disolución y en varias ocasiones mostrando también evidencias de desequilibrio como zoneamiento y estructuras de tamiz (Fig. 26K). La última generación forma parte de la matriz en forma de agujas (needles) distribuidas homogéneamente. Las plagioclasas en general ocurren en forma euhedral a subhedral. El segundo cristal más frecuente es el olivino, que abunda más en los conos al NW que en los conos de escoria del lado SE del Ceboruco. Los fenocristales de olivino son euhedrales a subhedrales y en varias ocasiones muestran bordes oxidados o disolución. Además, se encuentra el accesorio cromita como inclusión en algunos olivinos (Fig. 26L). El clinopiroxeno ocurre también con mayor frecuencia que en los conos del lado SE y en varias ocasiones alcanza el mismo porcentaje que el olivino. Cuando ocurre como fenocristal, muestra disolución y reemplazamiento por óxidos. En la mitad de los casos, los fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno forman glomeropórfidos. Sólo el Molcajetito tiene además ortopiroxenos. Igual que en las muestras de los conos de escoria al SE, los óxidos se encuentran en todos los casos, pero no siempre alcanzan el tamaño de microfenocristales. En algunas secciones, los óxidos son tan abundantes que opacan la matriz. La vesicularidad en general es menor al 10 Vol.%, sólo en el caso del Molcajetito (muestra alterada) aumenta hasta un ~30 Vol.%.

II 1.2.3 Domos de lava

Al SE del Ceboruco

Los domos de lava del lado SE del Ceboruco muestran una paragénesis de plagioclasa, ortopiroxeno, biotita, óxidos, \pm clinopiroxeno, \pm hornblenda y \pm feldespato potásico (encontrado sólo en el domo Pochetero). Además, se encuentran los accesorios apatito y probablemente zirconio en el caso del domo Pedregoso. Al lado SE del Ceboruco se encuentran 3 domos, de

los cuales uno es un domo de obsidiana (Pochetero) que se distingue también en su paragénesis y cómo se verá en los siguientes capítulos también geoquímicamente y por ello no se puede agrupar con los otros dos domos (Pedregoso y Pichancha). Las muestras del Pedregoso y del Pichancha exhiben varias generaciones de plagioclasa, de las cuales la primera muestra evidencias de inestabilidad con estructuras de disolución y/o oxidación y/o zoneamiento. El apatito se puede encontrar en las plagioclasas de primera y/o segunda generación. Los olivinos no ocurren y los clinopiroxenos y/o ortopiroxenos aparecen de manera escasa (<0.1 Vol.%) y con bordes gruesos de oxidación. La biotita se encuentra preservada en las lavas del Pedregoso y completamente reemplazada por óxidos en el caso de La Pichancha. La hornblenda ocurre escasamente en las lavas de ambos domos, donde sólo sus núcleos están preservados o ha sido completamente reemplazada por óxidos.

Las obsidianas del Pochetero consisten de vidrio gris claro, que muestra bandeamiento de flujo (flow-banding), producido por alineamientos de microfenocristales de feldespatos (plagioclasa y feldespato potásico), biotita, piroxenos (clino- y ortopiroxeno), hornblenda y óxidos. También existen bandas de vesículas que alternan con bandas de vidrio. Además, existen escasos fenocristales de feldespato y óxidos.

Al NW del Ceboruco

El complejo de domos Cerro Grande, los domos Potrerillo I y II y El Cerro Alto se localizan al NW del Ceboruco (Figs. 3 y 4). La paragénesis que muestran las lavas de estos domos incluye cristales de plagioclasa, ortopiroxeno, biotita, óxidos, ± hornblenda, ± clinopiroxeno y ± olivino (ocurre sólo en el Cerro Alto). La composición química es de dacita a riolita (Cerro Alto). En todos los casos predomina en abundancia la plagioclasa, que muestra varias generaciones, de las cuales la primera exhibe disolución, oxidación y fracturamiento. Las plagioclasas muestran formas de euhedral a subhedral. En el caso del Cerro Alto aparece el olivino de forma muy corroída con gruesos bordes de óxidos junto a plagioclasas de primera generación. Los clinopiroxenos sólo ocurren como accesorios (<0.1 Vol.%) y muy afectados (bordes oxidados, disolución). Los ortopiroxenos ocurren con mayor frecuencia y su mayoría está también afectada por oxidación. La biotita se encuentra en todos los casos hasta en un 1.3 Vol.% (Potrerillo II), y en algunas ocasiones afectada por oxidación (Cerro Alto), pero no a tal grado como en los productos del lado SE del Ceboruco. La hornblenda se encuentra como accesorio

hasta en un 0.2 Vol.%, mostrando oxidación (sólo en los bordes o totalmente) en todos los casos. Los óxidos ocurren como microfenocristales, como bordes alrededor de fenocristales de primera generación y como parte de la matriz en todos los productos.

En la lava del Cerro Alto se encontró un cristal de color verde, que bajo nicoles cruzados es verde brillante y además tiene un relieve muy alto, que posiblemente sea zirconio.

Tabla 8: Datos geoquímicos de muestras recolectadas en el Graben Ceboruco.

M.A. = Método de análisis L.D. = Límite de detección

* método y límite de detección sólo para muestra CE-04-97, ** límite de detección para muestras: CE-04-02, CE-04-26B, CE-04-47B, CE-04-56, # muestras del proyecto Deutsche Forschungsgemeinschaft a cargo de U. Martin

Grupo			Volcán Ceboruco										
Muestra			CE-04-82	CE-04-19	CE-04-48	CE-05-83	CE-04-45	CE-04-97	CE-04-64	CE-04-20	CE-04-28	CE-04-46	
Localidad			Coapan I	Ceboruco	pre-Jala	pre-Jala	Coapan II	El Cajón	El Centro	Coapan II	Coapan II	El Norte	
Tipo muestra			lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	
Tipo roca			and. bas.	andesita	andesita	andesita	andesita	andesita	andesita	andesita	andesita	andesita	
Latitud			21°08'10.5"	21°05'29.1"	21°07'03.1"	21°09'15.7"	21°10'39.4"	21°11'09.9"	21°07'17.0"	21°08'17.1"	21°10'05.4"	21°09'08.6"	
Longitud			104°28'03.3"	104°34'19.5"	104°28'43.8"	104°29'13.4"	104°32'05.6"	104°32'18.2"	104°30'27.4"	104°36'04.0"	104°33'53.3"	104°29'20.8"	
Altitud (msnm)			1233 m	910 m	1348 m	1979 m	1331 m	1289 m	2103 m	840 m	1204 m	1412 m	
	wt %	M.A.	L.D.										
SiO ₂	FUS-ICP	0.01		56.90	59.16	59.84	60.39	60.95	61.04	61.10	61.10	61.17	61.70
Al ₂ O ₃	FUS-ICP	0.01		17.76	16.90	17.62	16.02	16.88	16.94	16.50	16.72	16.86	16.53
Fe ₂ O _{3tot}	FUS-ICP	0.01		7.39	7.22	6.34	6.97	6.39	6.22	6.63	6.35	6.31	6.29
MnO	FUS-ICP	0.001		0.112	0.118	0.094	0.101	0.114	0.113	0.114	0.113	0.116	0.110
MgO	FUS-ICP	0.01		3.85	2.83	2.99	3.35	2.24	2.28	2.21	2.26	2.24	2.22
CaO	FUS-ICP	0.01		7.24	5.88	6.23	5.86	5.05	5.13	5.07	5.07	5.00	4.93
Na ₂ O	FUS-ICP	0.01		3.91	4.38	4.00	3.58	4.68	4.55	4.72	4.62	4.68	4.59
K ₂ O	FUS-ICP	0.01		1.50	2.08	1.82	2.38	2.17	2.22	2.24	2.26	2.15	2.25
TiO ₂	FUS-ICP	0.001		1.065	1.308	0.851	1.113	1.130	1.100	1.129	1.092	1.117	1.087
P ₂ O ₅	FUS-ICP	0.01		0.26	0.41	0.22	0.23	0.41	0.41	0.42	0.41	0.37	0.38
LOI	FUS-ICP	0.01		0.25	0.00	0.00	1.40	0.00	0.04	0.00	0.06	0.00	0.00
total				99.36	99.98	100.05	99.80	99.94	99.65	99.62	99.96	99.07	99.09
ppm													
Sc	INAA	0.01		10.3	18.1	17.6	15.8	14.6	13.3	17.5	15.1	15.8	15.1
V	FUS-ICP	5		146	131	126	130	106	112	105	102	102	104
Cr	INAA	0.5		45.5	20.4	28.4	73	11.3	12.2	4.9	6.5	13.9	9
Co	INAA	0.1		22.1	19.2	20.1	22.4	17.6	14.1	13.5	14.5	15.1	14
Ni	TD-ICP	1		31	13	27	55	4	6	5	7	9	6
Cu	TD-ICP	1		26	16	26	26	14	15	15	16	13	11
Zn	M-INAA / TD-ICP	1		76	79	75	73	81	79	90	87	87	72
Rb	INAA, FUS-MS*	10, 2*		20	26	34	60	41	33	40	27	29	0
Sr	FUS-ICP	2		759	537	649	472	550	547	528	532	543	514
Y	FUS-ICP	1		20	24	16	24	24	26	28	24	24	24
Zr	FUS-ICP, FUS-MS*	2 y 4**, 1*		129	205	134	143	221	254	228	219	215	228
Nb	PPXRF, FUS-MS*	1, 0.2*		26	21.8	7.6	24	30	19.1	28	20.6	28	18.8
Sb	INAA	0.1		0	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.4
Cs	INAA, FUS-MS*	0.2, 0.1*		0	0	1.2	0	1	0.8	0.8	0	0.7	0.6
Ba	FUS-ICP	1		535	860	738	436	941	919	907	930	937	927
La	FUS-MS, INAA	0.05		17.5	28.4	20.8	25.6	32.2	29	31.9	30.8	33.3	30.7
Ce	INAA, FUS-MS*	1, 0.1*		36	50	38	42	58	60.5	64	54	47	57
Nd	INAA, FUS-MS*	1, 0.05*		19	25	18	20	32	26.4	30	27	25	27
Sm	INAA, FUS-MS*	0.01, 0.01*		4.01	5.27	4.1	4.48	6.84	5.21	6.16	6.25	5.46	6.06
Eu	INAA, FUS-MS*	0.05, 0.005*		1.35	1.92	1.36	1.38	1.89	1.62	1.76	1.68	1.53	1.76
Tb	INAA, FUS-MS*	0.1, 0.01*		0.6	0	0.7	0.9	1.1	0.79	0.7	0.8	0.9	1
Yb	INAA, FUS-MS*	0.05, 0.01*		1.8	2.59	1.86	2.59	3.04	2.5	2.87	2.53	2.55	2.65
Lu	INAA, FUS-MS*	0.01, 0.002*		0.27	0.41	0.29	0.4	0.48	0.399	0.45	0.38	0.36	0.41
Hf	INAA, FUS-MS*	0.2, 0.1*		3.4	5.9	4.4	4.2	6.2	6	6	6.4	5.3	6.6
Ta	INAA, FUS-MS*	0.3, 0.1*		0	1.6	1	1.3	1.2	1.2	0.9	0	1.2	0
Pb	TD-ICP	5		12	8	5	26	15	8	10	11	15	4
Th	INAA, FUS-MS*	0.1, 0.05*		2	3.1	2.7	4.6	2.9	2.91	3.6	3.1	3	3
U	INAA, FUS-MS*	0.1, 0.05*		1	0.9	1.3	1.6	1.3	1.07	1.1	0.5	0.9	1.1

Tabla 8: (Continuación)

M.A. = Método de análisis L.D. = Limite de detección, n.a. = no analizado

* método y limite de detección sólo para muestra CE-04-97, ** limite de detección para muestras: CE-04-02, CE-04-26B, CE-04-47B, CE-04-56, # muestras del proyecto Deutsche Forschungsgemeinschaft a cargo de U. Martin

Grupo	Volcán Ceboruco									
Muestra	CE-05-63A	CE-04-38	CE-04-22	CE-04-14A	CE-05-66	CE-04-21	CE-05-65	CE-03-26#	CE-03-21#	CE-03-24#
Localidad	Dos Equis	Destiladero	Copales	Copales	domo 1870	1870	1870 coulée	Jala	Jala	Jala
Tipo muestra	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	pómez	pómez	pómez
Tipo roca	dacita	dacita	dacita	dacita	dacita	dacita	dacita	dacita	riolita	riolita
Latitud	21°07'11.7"	21°09'12.3"	21°06'15.3"	21°04'01.8"	21°07'40.5"	21°06'49.0"	21°07'38.1"	21°05'27.1"	21°04'33.5"	21°04'01.8"
Longitud	104°30'50.7"	104°33'20.5"	104°34'51.0"	104°32'30.9"	104°31'09.2"	104°35'13.7"	104°30'45.5"	104°37'15.8"	104°26'51.0"	104°32'30.9"
Altitud (msnm)	2155 m	1270 m	868 m	1028 m	2068 m	859 m	2271 m	750 m	1040 m	1028 m
wr %										
SiO ₂	62.39	63.56	64.80	65.09	68.15	68.58	68.89	69.44	70.07	70.61
Al ₂ O ₃	16.37	16.84	16.80	16.67	15.48	15.19	15.22	16.51	15.82	15.77
Fe ₂ O ₃ _{tot}	6.14	5.37	4.58	4.48	3.98	3.84	3.79	2.81	2.77	2.43
MnO	0.125	0.132	0.116	0.115	0.084	0.083	0.082	0.109	0.105	0.103
MgO	1.84	1.44	1.38	1.41	0.64	0.66	0.59	0.62	0.46	0.44
CaO	4.31	3.70	3.53	3.61	2.05	2.04	1.88	1.90	1.61	1.60
Na ₂ O	4.90	5.30	5.28	5.29	5.13	5.12	5.11	5.03	5.52	5.42
K ₂ O	2.37	2.45	2.50	2.50	3.74	3.76	3.73	3.07	3.26	3.22
TiO ₂	1.087	0.848	0.708	0.649	0.609	0.582	0.564	0.371	0.298	0.305
P ₂ O ₅	0.46	0.36	0.31	0.30	0.14	0.17	0.15	0.14	0.11	0.10
LOI	0.11	0.07	0.39	0.00	0.34	0.00	0.14	4.14	12.99	3.07
total	99.64	99.99	99.89	99.92	99.87	100.02	99.68	100.16	98.52	100.01
ppm										
Sc	11.4	7.9	7.6	6.6	7.83	9	8.09	2.63	1.79	1.83
V	70	20	31	28	25	21	21	10	0	7
Cr	0	0	10	9.3	0	0	0	0	4	0
Co	8.3	5.3	5.4	5.6	3.6	3.5	3.1	1.5	3.7	0.9
Ni	4	2	4	3	0	1	3	5	8	7
Cu	6	2	4	1	6	6	8	10	92	10
Zn	88	89	87	88	81	78	80	144	291	155
Rb	40	30	41	33	40	63	90	38	51	42
Sr	508	525	525	533	261	244	231	315	249	287
Y	29	26	23	22	32	30	34	23	20	22
Zr	249	270	239	228	370	368	382	283	246	281
Nb	30	23.5	30	21.5	24	25.9	23	n.a.	n.a.	n.a.
Sb	0.2	0.4	0.2	0.4	0.3	0.5	0.3	0.5	0	0.5
Cs	0	0.5	1.2	0	1	1.4	2	1	1.4	0.9
Ba	907	964	953	917	1304	1321	1321	1063	949	1065
La	34	34	28.1	28.9	37.3	41.1	42.8	31.5	33.4	32.7
Ce	60	60	49	51	60	67	74	57	54	58
Nd	27	30	24	23	29	31	32	22	21	21
Sm	6.44	6.54	4.93	5	5.73	6.95	6.86	4.31	4.16	4.18
Eu	2.24	1.96	1.34	1.71	1.69	1.55	1.81	0.95	1.01	1.01
Tb	0.9	0.9	0.7	1	0.8	1.1	0.9	0.5	0.5	0.6
Yb	3.1	2.82	2.2	2.58	3.37	3.19	3.82	2.19	2.17	2.20
Lu	0.47	0.43	0.32	0.39	0.53	0.48	0.59	0.33	0.32	0.33
Hf	6.9	7.3	5.1	6.8	9.3	9.8	10.7	5.9	5.8	5.9
Ta	2.1	0	2	1.5	2.3	1.6	1.9	1.7	2	1.7
Pb	23	11	17	14	25	14	23	13	33	10
Th	3.4	3.4	3.6	4.1	4.8	5.7	5.6	4	4	4.3
U	1.7	1.3	1.3	1.4	1.9	1.3	2	1.6	1.7	1.5

Tabla 8: (Continuación)

M.A. = Método de análisis L.D. = Limite de detección

* método y limite de detección sólo para muestra CE-04-97, ** limite de detección para muestras: CE-04-02, CE-04-26B, CE-04-47B, CE-04-56, # muestras del proyecto Deutsche Forschungsgemeinschaft a cargo de U. Martin

Grupo	Conos de escoria SE										
Muestra	CE-04-13	CE-04-47B	CE-04-06	CE-04-03	CE-04-56	CE-04-08	CE-04-05	CE-04-04	CE-04-52	CE-04-50	CE-04-53
Localidad	Balastre I	Ceboruquito	Molcajete	Petia Colorada	Molcajete ?	Balastre II	Cristo Rey W	Cristo Rey E	Pedregal II	Atarjea?	Pedregal I
Tipo muestra	bomba	escoria	bomba	bomba	lava	bomba	bomba	bomba	bomba	lava	bomba
Tipo roca	and. bas.	and. bas.	and. bas.	and. bas.	and. bas.	and. bas.	and. bas.	and. bas.	andesita	andesita	andesita
Latitud	21°03'45.3"	21°04'33.5"	21°02'59.5"	21°01'34.2"	21°03'02.3"	21°04'07.4"	21°02'04.7"	21°02'12.8"	21°00'24.9"	21°01'32.9"	21°00'49.1"
Longitud	104°25'45.7"	104°26'51.0"	104°24'28.0"	104°24'01.1"	104°27'29.3"	104°26'39.4"	104°21'17.8"	104°21'07.2"	104°19'58.9"	104°21'32.7"	104°20'53.2"
Altitud (msnm)	1085 m	1040 m	1220 m	1049 m	1049 m	1026 m	1140 m	1147 m	1433 m	1123 m	1266 m
wt %											
SiO ₂	51.69	53.34	54.00	54.09	55.60	55.74	56.78	56.79	57.30	57.59	57.90
Al ₂ O ₃	17.53	18.14	17.93	17.75	17.64	17.65	17.79	17.80	17.67	17.59	17.63
Fe ₂ O _{3_{tot}}	10.31	9.31	9.56	9.42	8.77	7.88	7.21	7.29	7.08	7.15	7.02
MnO	0.162	0.161	0.149	0.149	0.136	0.126	0.114	0.113	0.108	0.113	0.113
MgO	4.30	3.74	3.47	3.58	3.18	3.96	4.09	4.08	3.74	3.78	3.77
CaO	7.50	7.44	6.67	6.77	6.36	7.50	7.07	7.22	7.14	7.03	6.85
Na ₂ O	4.30	4.28	4.48	4.41	4.47	4.13	3.91	3.99	3.95	3.70	3.95
K ₂ O	1.47	1.20	1.45	1.44	1.86	1.33	1.70	1.70	1.73	1.82	1.54
TiO ₂	2.026	1.996	1.651	1.705	1.481	1.319	0.992	0.968	0.954	0.898	0.905
P ₂ O ₅	0.78	0.40	0.65	0.65	0.50	0.34	0.32	0.31	0.31	0.31	0.30
LOI	0.00	0.93	0.00	0.07	0.79	0.27	0.03	0.00	0.29	0.44	0.00
total	100.07	99.45	99.94	100.00	99.96	100.10	99.98	99.93	99.45	99.53	100.03
ppm											
Sc	24.9	20.7	19.4	20.5	16.9	21.3	19.8	20.1	19.2	16.2	17.7
V	208	138	176	181	159	150	141	142	145	132	130
Cr	17.1	32.6	14.1	7.3	22.5	56.2	82.1	76.8	73.4	56.3	83.2
Co	29.6	26.2	25.1	26.1	21.5	24.5	26.5	26.5	30.9	21.4	28.1
Ni	23	14	10	11	8	34	46	48	66	40	42
Cu	23	20	20	26	18	27	30	34	23	31	30
Zn	100	99	97	96	94	92	76	77	82	82	72
Rb	0	0	0	0	30	27	37	24	35	30	28
Sr	700	673	727	724	659	644	926	975	909	802	801
Y	25	26	22	22	26	19	17	17	16	21	18
Zr	147	157	145	143	195	146	179	172	169	182	185
Nb	18.5	34	32	33	31	13.3	32	33	32	30	29
Sb	2.3	0.2	0.1	1	0.3	0.4	0	0	0	0	0
Cs	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.8
Ba	1190	693	1141	1138	856	705	713	717	687	619	641
La	24.3	21.8	26.1	20.7	25.9	19.1	29.6	29.1	30.2	25	28.6
Ce	46	41	39	38	50	36	42	42	53	48	52
Nd	25	24	24	20	25	20	22	22	32	23	32
Sm	5.92	5.35	5.62	5.43	5.55	4.12	4.71	4.6	5.95	4.45	5.83
Eu	3	2.01	2.18	2.05	1.94	1.72	1.4	1.42	1.86	1.48	1.83
Tb	0.7	0.9	1	0.9	0.9	0.7	0.7	0.7	0.9	0.7	0.9
Yb	2.39	2.5	2.1	1.92	2.32	2.03	1.81	1.74	2.36	2	2.42
Lu	0.36	0.33	0.32	0.29	0.32	0.31	0.28	0.26	0.37	0.3	0.37
Hf	4.2	4.7	3.2	3.3	5.1	2.8	4.2	4	5.2	4.2	5.3
Ta	0	1.3	0	0	0	0	1.2	1.2	0	0	0
Pb	0	7	11	14	11	5	12	14	10	8	10
Th	1.6	1.6	1.5	1.5	2.1	1.5	2.3	2.4	2.7	2.4	2.4
U	0	0.4	0	0	1	0.9	0.9	0.9	1.3	1.1	1.1

Tabla 8: (Continuación)

M.A. = Método de análisis L.D. = Límite de detección

* método y límite de detección sólo para muestra CE-04-97, ** límite de detección para muestras: CE-04-02, CE-04-26B, CE-04-47B, CE-04-56, # muestras del proyecto Deutsche Forschungsgemeinschaft a cargo de U. Martin

Grupo	Conos de escoria SE			Conos de escoria NW							
	CE-04-51	CE-04-01	CE-04-10	CE-04-23	CE-04-34	CE-04-44	CE-04-36	CE-04-35	CE-04-37	CE-04-33	CE-04-42
Muestra	Para de Gallo	Ceboruquito	Balastre II	Amoles	Amoles	Molcajetillo	Tunita	S. Jumito	Molcajetito	Gavilan	C. Concha
Localidad	Para de Gallo	Ceboruquito	Balastre II	Amoles	Amoles	Molcajetillo	Tunita	S. Jumito	Molcajetito	Gavilan	C. Concha
Tipo muestra	lava	lava	lava	lava	bomba	bomba	bomba	bomba	bomba	bomba	bomba
Tipo roca	andesita	andesita	andesita	and. bas.	and. bas.	and. bas.	and. bas.	and. bas.	andesita	andesita	andesita
Latitud	21°00'00.5"	21°03'20.0"	21°04'17.8"	21°10'56.3"	21°12'55.8"	21°10'42.2"	21°12'51.2"	21°12'32.2"	21°09'46.4"	21°13'05.6"	21°11'07.2"
Longitud	104°19'43.7"	104°28'41.5"	104°26'38.3"	104°36'40.0"	104°35'04.8"	104°32'37.4"	104°34'34.7"	104°33'44.7"	104°32'01.1"	104°35'34.2"	104°33'17.4"
Altitud (msnm)	1551 m	1013 m	1073 m	984 m	1474 m	1375 m	1479 m	1459 m	1369 m	1367 m	1393 m
wf %											
SiO ₂	57.91	58.72	61.74	52.30	52.56	53.49	53.54	53.66	57.18	58.17	59.30
Al ₂ O ₃	17.97	16.81	17.07	17.53	17.50	17.99	18.64	18.72	17.92	17.37	17.37
Fe ₂ O ₃ _{tot}	6.90	7.45	5.84	9.03	8.98	8.53	8.40	8.26	7.41	7.46	7.07
MnO	0.110	0.162	0.118	0.134	0.130	0.130	0.123	0.125	0.110	0.141	0.119
MgO	3.53	2.40	1.87	5.57	5.42	4.87	4.69	4.49	3.58	2.97	2.53
CaO	6.90	5.13	4.64	8.50	8.12	7.72	7.99	7.87	6.82	6.16	5.59
Na ₂ O	3.81	5.12	5.06	3.55	3.85	4.04	3.85	3.92	3.84	4.40	4.78
K ₂ O	1.67	2.21	2.26	1.48	1.48	1.53	1.23	1.33	1.68	1.50	1.68
TiO ₂	0.910	1.389	0.942	1.510	1.530	1.330	1.217	1.249	1.160	1.363	1.079
P ₂ O ₅	0.29	0.63	0.47	0.40	0.42	0.37	0.32	0.37	0.31	0.45	0.47
LOI	0.45	0.24	0.78	0.09	0.00	0.21	0.19	0.19	0.55	0.00	0.01
total	99.99	100.01	100.00	100.02	99.57	100.05	100.24	100.19	99.85	98.83	99.96
ppm											
Sc	17.7	16.3	11.1	25.7	25.5	22.3	23.4	22.4	20.1	17	14.6
V	127	77	49	185	184	174	175	178	152	131	112
Cr	54.6	0	0	101	107	61.2	64.3	38.7	49.5	6.9	6.1
Co	27.5	11.7	8.6	35.3	34.7	38.7	31.2	29	24.7	21.7	19.3
Ni	37	3	4	58	58	44	42	32	30	0	3
Cu	21	9	2	35	37	33	32	30	30	10	8
Zn	73	114	110	80	76	77	75	76	76	96	83
Rb	22	0	51	0	0	0	18	0	0	0	0
Sr	830	580	640	825	851	939	1048	1091	806	700	754
Y	19	29	21	20	20	18	16	17	18	21	20
Zr	166	263	216	146	148	129	116	126	153	151	184
Nb	29	26.4	16.7	14.1	35	34	35	38	29	33	28
Sb	0	0.5	0.4	0	0.2	0.2	0	0.2	0	0.2	0.3
Cs	0.7	0	0.8	0	0.7	0.6	0.4	0	1	0.6	0.5
Ba	659	887	1009	513	588	656	582	599	687	769	887
La	29.4	34.1	30	23.1	25.8	24.6	22.7	25.2	25.2	27.4	24.2
Ce	48	63	53	43	40	48	35	38	38	42	45
Nd	29	35	27	24	25	27	19	21	24	23	26
Sm	5.56	6.77	5.15	5.4	5.1	6.08	4.46	4.78	4.69	5.58	5.99
Eu	1.69	2.99	1.99	1.73	1.68	1.93	1.48	1.55	1.42	1.9	1.85
Tb	0.8	1.1	0.8	0.7	0.8	0.9	0.8	0.8	0.8	0.9	0.9
Yb	2.4	3.11	2.53	1.92	2.01	2.32	1.68	1.76	1.94	2.31	2.51
Lu	0.37	0.48	0.39	0.31	0.3	0.35	0.26	0.26	0.29	0.34	0.38
Hf	4.9	7.2	6.1	4.3	3.5	4	3.3	3.4	3.9	4.1	4.9
Ta	0	1.3	1.1	0	0	1.4	0	1.1	1.5	0	1.2
Pb	8	7	10	0	9	13	11	10	13	13	11
Th	2.2	3.4	3.4	1.9	1.8	1.6	1.8	1.8	2.5	1.6	1.9
U	0.7	1.4	1	0.8	0.8	1	0.7	0.9	0.8	0.9	0.5

Tabla 8: (Continuación)

M.A. = Método de análisis L.D. = Límite de detección, n.a. = no analizado

* método y límite de detección sólo para muestra CE-04-97, ** límite de detección para muestras: CE-04-02, CE-04-26B, CE-04-47B, CE-04-56, # muestras del proyecto Deutsche Forschungsgemeinschaft a cargo de U. Martin

Grupo	C. de E. SW	Domos de lava SE									
		CE-04-11	CE-04-47A	CE-04-18	CE-04-16	CE-03-23#	CE-04-17	CE-03-22b#	CE-03-31#	CE-03-32#	CE-04-15
Muestra	CE-05-79	CE-04-11	CE-04-47A	CE-04-18	CE-04-16	CE-03-23#	CE-04-17	CE-03-22b#	CE-03-31#	CE-03-32#	CE-04-15
Localidad	C. Colorado	Pichancha	Pedregoso	Pedregoso	Pedregoso	Pedregoso	Pedregoso	Pochetero	Pochetero	Pochetero	Pochetero
Tipo muestra	bomba	lava	pómez	lava	lava	pómez	lava	pómez	lava (obsid.)	lava (obsid.)	lava (obsid.)
Tipo roca	and. bas.	dacita	dacita	dacita	dacita	dacita	riolita	riolita	riolita	riolita	riolita
Latitud	21°04'29.0"	21°04'19.6"	21°04'33.5"	21°05'37.4"	21°05'03.3"	21°04'33.5"	21°05'49.4"	21°04'33.5"	21°04'33.5"	21°05'01.9"	21°05'01.9"
Longitud	104°39'07.8"	104°26'22.9"	104°26'51.0"	104°27'27.2"	104°27'10.1"	104°26'51.0"	104°27'27.1"	104°26'51.0"	104°26'51.0"	104°27'01.9"	104°27'01.9"
Altitud (msnm)	752 m	1063 m	1040 m	1142 m	1115 m	1040 m	1130 m	1040 m	1040 m	1076 m	1076 m
wt %											
SiO ₂	52.00	63.40	64.27	64.57	66.07	66.22	70.81	73.46	73.89	74.05	74.14
Al ₂ O ₃	16.69	16.98	17.63	16.78	16.42	16.88	15.58	14.21	13.90	13.83	13.72
Fe ₂ O _{3tot}	9.95	5.27	4.99	4.91	4.38	4.46	2.36	1.86	1.80	1.62	1.76
MnO	0.150	0.139	0.167	0.131	0.146	0.155	0.104	0.069	0.066	0.056	0.062
MgO	5.89	1.47	0.75	1.30	0.84	0.76	0.36	0.07	0.05	0.05	0.05
CuO	7.97	3.74	2.47	3.45	2.49	2.33	1.49	0.62	0.54	0.48	0.54
Na ₂ O	3.61	5.43	5.81	5.38	5.72	5.47	5.59	5.06	5.20	5.21	5.19
K ₂ O	1.54	2.39	3.19	2.57	3.19	3.04	3.33	4.52	4.40	4.58	4.42
TiO ₂	1.768	0.835	0.514	0.790	0.549	0.497	0.280	0.117	0.106	0.092	0.098
P ₂ O ₅	0.44	0.36	0.20	0.33	0.21	0.19	0.10	0.02	0.02	0.04	0.03
LOI	0.32	0.00	2.90	0.00	0.80	2.91	0.93	3.87	0.84	0.19	0.25
total	99.55	99.92	99.82	99.70	99.64	98.87	100.20	98.97	100.19	100.03	99.82
ppm											
Sc	23	7.1	4.26	7.6	5	4.22	2.1	1.84	1.81	1.34	2
V	19	19	0	16	0	0	0	0	0	0	0
Cr	111	7.7	6.9	0	0	4.4	6.9	0	0	1.4	0
Co	32.5	5.3	2.5	4.6	2.8	3.3	1.4	0	0.6	0	0
Ni	79	3	3	2	2	97	0	5	2	0	2
Cu	41	2	8	5	2	103	2	15	12	19	3
Zn	85	111	112	92	101	254	87	171	153	152	106
Rb	0	57	50	36	54	58	54	73	90	93	99
Sr	566	559	380	497	381	362	271	38	24	15	23
Y	26	25	28	25	26	26	21	39	42	50	42
Zr	191	271	446	279	378	416	283	273	290	248	273
Nb	30	23.7	30	27.2	33.5	n.a.	29.9	n.a.	n.a.	n.a.	53.9
Sb	0	3.4	1.2	1.3	0.5	0.6	0.4	0.6	0.6	0.6	0.6
Cs	0	0	1.1	0.7	0.7	1.2	0.9	1.5	1.4	1.7	1.6
Ba	639	988	1306	977	1147	1268	1085	574	443	236	373
La	24.4	32	36.5	33.7	37.1	39.9	35.5	42.1	45.5	46.5	47.3
Ce	44	57	68	59	62	69	59	78	83	87	80
Nd	22	29	29	29	28	25	23	29	30	33	34
Sm	5.5	5.36	5.53	5.59	5.41	5.53	4.24	6.07	6.46	7.03	7.05
Eu	2.07	2.09	2.12	2.05	2.05	2	1.17	0.59	0.55	0.44	0.57
Tb	0.8	0.8	0.9	0.8	0.8	0.7	0.6	0.8	0.9	1.2	1.2
Yb	2.3	2.95	3.06	3	3	2.99	2.62	3.77	3.99	4.40	4.7
Lu	0.37	0.45	0.46	0.46	0.48	0.45	0.42	0.55	0.6	0.66	0.73
Hf	4.9	7.2	10.9	7.8	9.1	8.4	8	6.7	6.9	7	9.2
Ta	0.9	2.3	0	1.2	2.5	1.9	1.4	3.2	3.6	4.5	4.3
Pb	27	12	13	11	12	24	13	19	16	19	26
Th	1.9	3.7	4	4.1	4.9	4.1	5.7	7.7	8.2	9.6	11.1
U	0.9	1.6	1.8	1	1.8	1.4	1.8	2.4	3.2	3.2	3.6

Tabla 8: (Continuación)

M.A. = Método de análisis L.D. = Límite de detección, n.a. = no analizado

* método y límite de detección sólo para muestra CE-04-97, ** límite de detección para muestras: CE-04-02, CE-04-26B, CE-04-47B, CE-04-56, # muestras del proyecto Deutsche Forschungsgemeinschaft a cargo de U. Martin

Grupo	Domos de lava SE		Domos de lava NW						Complejo San Pedro		
	CE-03-22a#	CE-03-30#	CE-04-27	CE-04-26B	CE-04-26D	CE-04-25	CE-04-43	CE-04-32	CE-04-29	CE-03-25#	CE-05-81
Localidad	Pochetero	Pochetero	Potreriillo	Potreriillo	Potreriillo	C. Grande	Cerro Alto	C. Grande M	C. Grande	S. Pedro	Isletes
Tipo muestra	lava (obsid.)	pómez	lava	pómez	lava	lava	lava	lava	lava	pómez	lava
Tipo roca	riolita	riolita	dacita	dacita	dacita	dacita	riolita	riolita	riolita	andesita	dacita
Latitud	21°04'33.5"	21°04'33.5"	21°10'38.2"	21°11'09.0"	21°11'09.0"	21°11'17.0"	21°10'56.8"	21°10'38.1"	21°09'28.2"	21°05'27.1"	21°08'57.5"
Longitud	104°26'51.0"	104°26'51.0"	104°34'15.1"	104°34'07.0"	104°34'07.0"	104°35'50.2"	104°33'06.0"	104°34'38.6"	104°35'52.7"	104°37'15.8"	104°37'56.7"
Altitud (msnm)	1040 m	1040 m	1293 m	1337 m	1337 m	1202 m	1363 m	1326 m	1012 m	750 m	953 m
wt %											
SiO ₂	74.61	74.67	64.65	65.41	66.62	68.27	69.82	70.33	70.63	62.30	63.79
Al ₂ O ₃	13.55	13.56	16.82	17.14	16.40	16.38	16.53	15.84	16.36	22.51	16.81
Fe ₂ O _{3tot}	1.61	1.61	4.74	4.24	4.09	3.09	2.63	2.36	2.81	5.87	5.46
MnO	0.054	0.056	0.132	0.131	0.120	0.095	0.090	0.093	0.095	0.063	0.111
MgO	0.04	0.04	1.22	0.84	0.91	0.86	0.14	0.60	0.85	0.76	1.68
CaO	0.47	0.48	3.32	2.54	2.63	2.79	0.88	2.08	2.76	4.02	4.82
Na ₂ O	5.07	4.96	5.44	5.64	5.49	5.21	5.42	5.06	4.92	2.53	4.35
K ₂ O	4.49	4.51	2.66	3.32	2.98	2.63	4.26	3.14	3.04	1.11	2.00
TiO ₂	0.090	0.089	0.724	0.534	0.550	0.443	0.170	0.341	0.439	0.696	0.682
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.31	0.20	0.22	0.19	0.06	0.14	0.15	0.12	0.29
LOI	0.89	1.45	0.22	1.63	0.25	0.01	1.67	1.32	1.47	8.48	0.60
total	99.40	100.10	100.67	99.97	99.54	99.93	100.07	99.06	98.61	100.28	99.80
ppm											
Sc	1.39	1.29	5.9	4.3	5.1	3.7	5.3	3.1	3.8	8.73	10.8
V	0	0	12	6	12	13	0	0	11	63	79
Cr	2.1	0.5	0	0	5.2	0	0	4.6	0	6.3	10.3
Co	0.9	0.9	3.9	2.5	2.6	2.9	0	1.9	2.1	9.3	12.1
Ni	1	0	2	2	2	2	2	2	2	13	10
Cu	22	19	3	4	2	2	3	0	0	23	15
Zn	186	161	94	99	90	80	91	67	71	142	87
Rb	90	98	40	40	53	38	59	54	50	16	50
Sr	14	15	516	375	395	500	99	378	482	714	592
Y	45	46	25	29	26	16	31	15	16	12	25
Zr	260	265	284	337	300	192	307	189	184	139	147
Nb	n.a.	n.a.	25.9	30	27.1	14.7	28	16	14.5	n.a.	20
Sb	0.7	0.5	0.4	0.6	0.4	0.6	0.3	0.5	0.4	0.6	0.2
Cs	1.4	1.4	0.6	1.2	1.2	1.4	1.4	0.5	1.2	0.7	0.8
Ba	218	219	1020	1109	1082	1236	2386	1275	1199	922	1021
La	51.0	45.7	33.5	34.8	35.3	28.2	109	30.5	28.4	13.0	27.7
Ce	91	84	60	68	63	48	167	51	48	27	41
Nd	33	32	27	28	27	20	80	21	20	12	19
Sm	7.2	6.89	6	5.58	5.9	4.31	11.3	4.22	4.31	2.16	4.8
Eu	0.48	0.42	1.89	1.68	1.57	1.1	1.73	1.05	1.15	0.8	1.67
Tb	1	1.1	0.8	1	0.9	0.6	1.6	0.6	0.6	0.4	0.8
Yb	4.59	4.29	2.72	3.06	2.97	1.8	4.51	1.91	1.86	1.10	1.5
Lu	0.66	0.64	0.41	0.46	0.45	0.28	0.68	0.3	0.29	0.16	0.41
Hf	7.3	6.9	7.9	9	8.2	5.8	9.8	5.9	5.7	3.5	5
Ta	4.1	4.2	1.2	2.3	0	1.3	3	1.7	0	0.4	0
Pb	16	18	9	12	10	17	22	14	10	26	30
Th	9.8	9.4	3.7	4.3	4.2	3.3	10.9	3.9	3.5	2.7	2.4
U	3.2	3.1	1	2	1.8	1.3	2.7	1.1	1.5	0.7	1.4

Tabla 8: (Continuación)

M.A. = Método de análisis L.D. = Límite de detección

* método y límite de detección sólo para muestra CE-04-97, ** límite de detección para muestras: CE-04-02, CE-04-26B, CE-04-47B, CE-04-56, # muestras del proyecto Deutsche Forschungsgemeinschaft a cargo de U. Martin

Grupo	Complejo San Pedro		Graben (primera fase)		Bloque Jalisco				Sierra Madre Occidental		
Muestra	CE-05-73	CE-05-78	CE-04-55	CE-05-77	CE-05-69A	CE-05-72B	CE-05-72A	CE-05-69/70	CE-04-02	CE-05-85	CE-05-87
Localidad	Tetitlán	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tipo muestra	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	lava	ignimbrita	lava	ignimbrita
Tipo roca	dacita	dacita	basalt	and. bas.	dacita	riolita	riolita	riolita	riolita	riolita	riolita
Latitud	21°04'59.7"	21°04'50.0"	21°03'44.5"	21°02'12.6"	21°00'34.4"	21°01'08.9"	21°01'08.9"	21°00'14.3"	21°02'16.6"	21°14'23.0"	21°11'22.3"
Longitud	104°38'08.6"	104°38'09.5"	104°21'03.3"	104°24'52.0"	104°28'40.8"	104°33'15.9"	104°33'15.9"	104°28'44.5"	104°26'07.1"	104°34'51.1"	104°20'36.9"
Altitud (msnm)	755 m	735 m	1590 m	1043 m	1189 m	1097 m	1097 m	1317 m	1015 m	1427 m	1926 m
wr %											
SiO ₂	64.69	67.03	51.00	54.48	67.23	71.59	76.54	79.87	72.22	72.32	75.96
Al ₂ O ₃	16.57	15.91	16.75	17.10	16.24	14.27	12.04	12.67	13.89	15.22	12.65
Fe ₂ O _{3tot}	6.59	4.79	12.69	10.36	3.81	3.17	3.90	1.59	3.22	3.62	2.50
MnO	0.070	0.050	0.148	0.154	0.058	0.053	0.080	0.011	0.111	0.010	0.044
MgO	0.52	0.73	3.71	2.89	1.23	0.36	0.49	0.17	0.09	0.04	0.01
CaO	2.78	2.61	7.85	6.06	3.06	1.19	1.11	0.08	0.15	0.23	0.13
Na ₂ O	4.27	4.78	3.69	4.36	4.12	4.07	2.88	0.61	5.39	4.33	3.43
K ₂ O	3.06	3.19	1.12	1.93	3.49	4.77	2.36	4.86	4.64	3.97	5.02
TiO ₂	1.114	0.692	2.441	2.017	0.572	0.448	0.486	0.107	0.233	0.235	0.243
P ₂ O ₅	0.34	0.21	0.59	0.65	0.18	0.09	0.11	0.02	0.03	0.03	0.02
LOI	2.73	2.27	1.84	0.73	1.69	1.55	2.29	1.77	0.82	1.99	2.05
total	99.65	99.71	98.91	99.93	99.78	99.75	99.87	99.42	99.75	99.81	99.97
ppm											
Sc	13.1	11.3	29.3	18.3	6.44	8.39	9.54	2.14	10.3	5.73	5.02
V	31	11	271	133	59	23	6	9	0	0	0
Cr	2.8	0	66.1	0	11.3	6.6	5.8	4.5	36.1	0	0
Co	4.9	3.1	32.6	21.2	5.9	2.5	2.6	0.5	1.3	0	0
Ni	0	0	48	1	1	2	2	1	8	2	2
Cu	0	3	43	6	2	5	2	3	5	2	2
Zn	118	104	105	122	52	68	74	36	103	70	69
Rb	60	70	0	0	70	150	80	104	120	110	120
Sr	375	369	539	615	423	315	157	31	11	55	5
Y	30	34	31	38	15	36	36	26	44	49	53
Zr	275	288	156	220	159	275	224	125	394	446	546
Nb	23	21	26	31	12	11	7	2	20	21	28
Sb	0.2	0.2	0	0.2	0.8	1.9	5.8	0.7	0.2	0.5	0.8
Cs	0	0	0	0	1.4	4.6	3.4	4.5	1.1	0	1
Ba	1064	1145	535	848	1445	1113	2216	612	748	878	95
La	33.2	42.5	20.4	30.2	26.9	32.6	34.3	41.6	34.9	45	53.5
Ce	52	65	43	54	48	59	60	69	75	79	96
Nd	29	36	25	31	24	27	28	30	32	38	48
Sm	7.37	8.42	6.11	7.51	4.72	6.22	7.17	5.19	7.51	9.45	9.81
Eu	2.29	2.47	2.22	2.73	1.26	1.14	1.98	0.72	1.2	1.81	0.99
Tb	1	0.9	0.9	1.1	0.4	1.1	0.9	0.8	1.2	1.4	1.5
Yb	2.86	3.09	2.62	3.35	1.15	3.82	3.84	3.17	4.23	5.33	5.8
Lu	0.44	0.46	0.43	0.51	0.19	0.61	0.59	0.49	0.62	0.82	0.85
Hf	7.7	8.4	3.9	6.3	5.4	8.7	7.1	5	11.4	11.9	14.1
Ta	1.3	0	1.6	2	0	0	0	1	2.5	2.3	2.6
Pb	29	18	8	33	16	31	21	9	17	33	29
Th	4.6	4.8	1.7	2.7	4.6	13	7.4	12.5	7.8	9.6	9.8
U	1.6	2.1	1	1.1	2.7	5.4	2.8	4.4	2.5	3.2	3.9

II 1.3 Geoquímica

Se obtuvieron los análisis químicos de un total de 75 muestras, que incluyen análisis de 10 muestras que no han sido reportados y fueron obtenidos durante un estudio anterior (proyecto Deutsche Forschungsgemeinschaft No. MA-2440/1, a cargo de Ulrike Martin). El abanico de composiciones químicas es muy amplio (basalto a riolita), así como el rango de edades (Plioceno a Holoceno). En Tabla 8 se presentan los resultados de todos los análisis químicos realizados y se incluyen los límites de detección. Las localidades de muestreo se indican en el mapa topográfico (Fig. 3).

II 1.3.1 Elementos mayores

Si se grafican los datos de todas las muestras en el diagrama TAS (Total Alkalies versus Silica) de Le Bas et al. (1986), se observa un amplio rango del contenido en sílice, pero un rango bastante estrecho de los elementos alcalinos (Na_2O y K_2O) (Fig. 27). La separación entre las dos series mayores, alcalina y subalcalina, se presenta en el mismo diagrama TAS con la línea de división propuesta por Irvine y Baragar (1971).

En el diagrama TAS se observa que los datos se ubican en el campo subalcalino, a excepción de la muestra 13 (cono de escoria Balastre I) que es alcalina. Al graficar los mismos datos en el diagrama AFM, se puede notar que la mayoría de los productos forman parte de la serie calcialcalina. Los datos anómalos en ambos diagramas provienen de un basalto toleítico emplazado durante la actividad magmática temprana del graben del Ceboruco y algunos productos muy silíceos provenientes del Bloque Jalisco, así como del flujo de lava del Cerro Grande (Fig. 27).

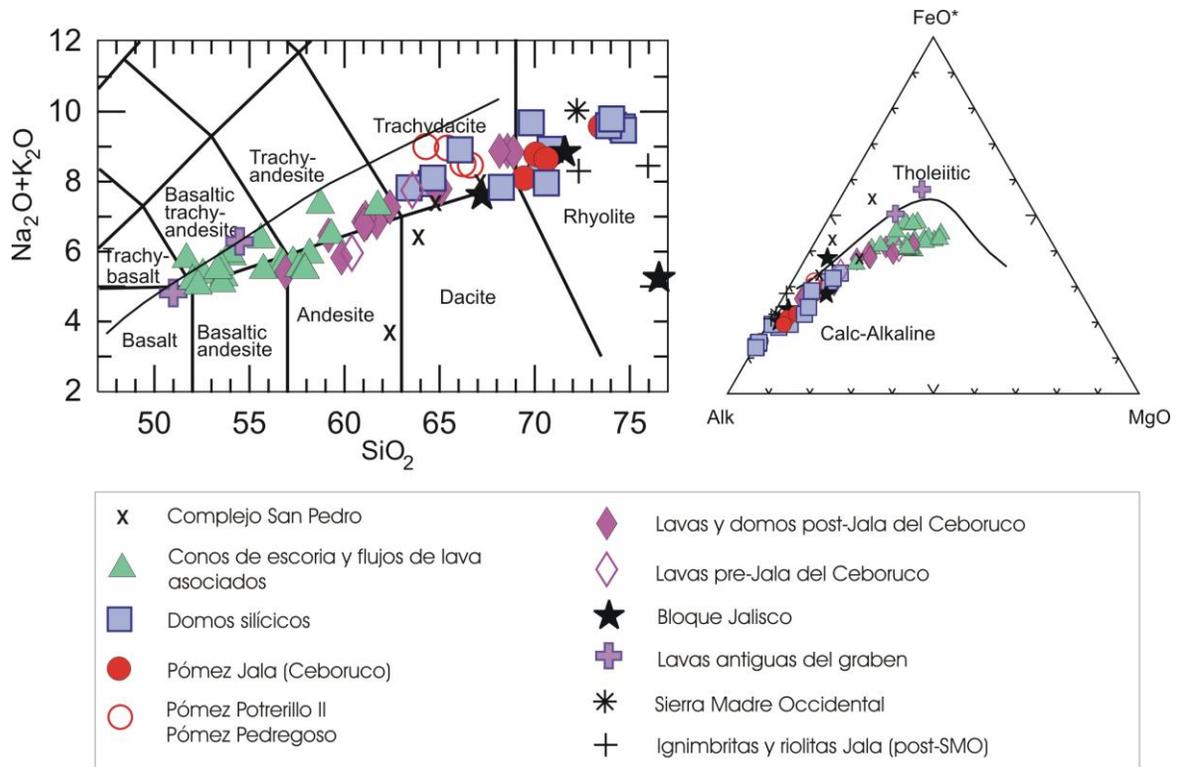


Figura 27. Diagramas TAS y AFM de las muestras de las rocas volcánicas recolectadas durante el presente estudio en el Graben Ceboruco y bloques adyacentes (SMO y JB).

Al graficar los elementos mayores de todas las muestras del graben y de los bloques adyacentes (ver también Tabla 8) en los diagramas de variación tipo Harker (Fig. 28A), se pueden observar tendencias negativas pronunciadas de los óxidos CaO, MgO y TiO₂ con el aumento del sílice, aunque los últimos dos mencionados presentan una ligera dispersión de los datos de las muestras más máficas. En el caso del diagrama P₂O₅ vs. sílice, que también muestra un patrón general negativo, la dispersión de las muestras más primitivas es aún más pronunciada. Los óxidos Fe₂O₃ y Al₂O₃ presentan tendencias negativas menos pronunciadas, especialmente en el caso del Al₂O₃, pero con todas las muestras perfectamente alineadas. El caso MnO vs. sílice, también presenta una tendencia negativa en general, pero con una fuerte dispersión de los datos, especialmente de los de composiciones químicas intermedias así como una inflexión (60 a 62 wt.% de SiO₂). En el diagrama Harker de K₂O se puede identificar una tendencia positiva marcada, con una dispersión casi nula (casos anómalos son las muestras del bloque Jalisco). El caso de Na₂O vs. sílice (similar al MnO) no parece mostrar una tendencia uniforme.

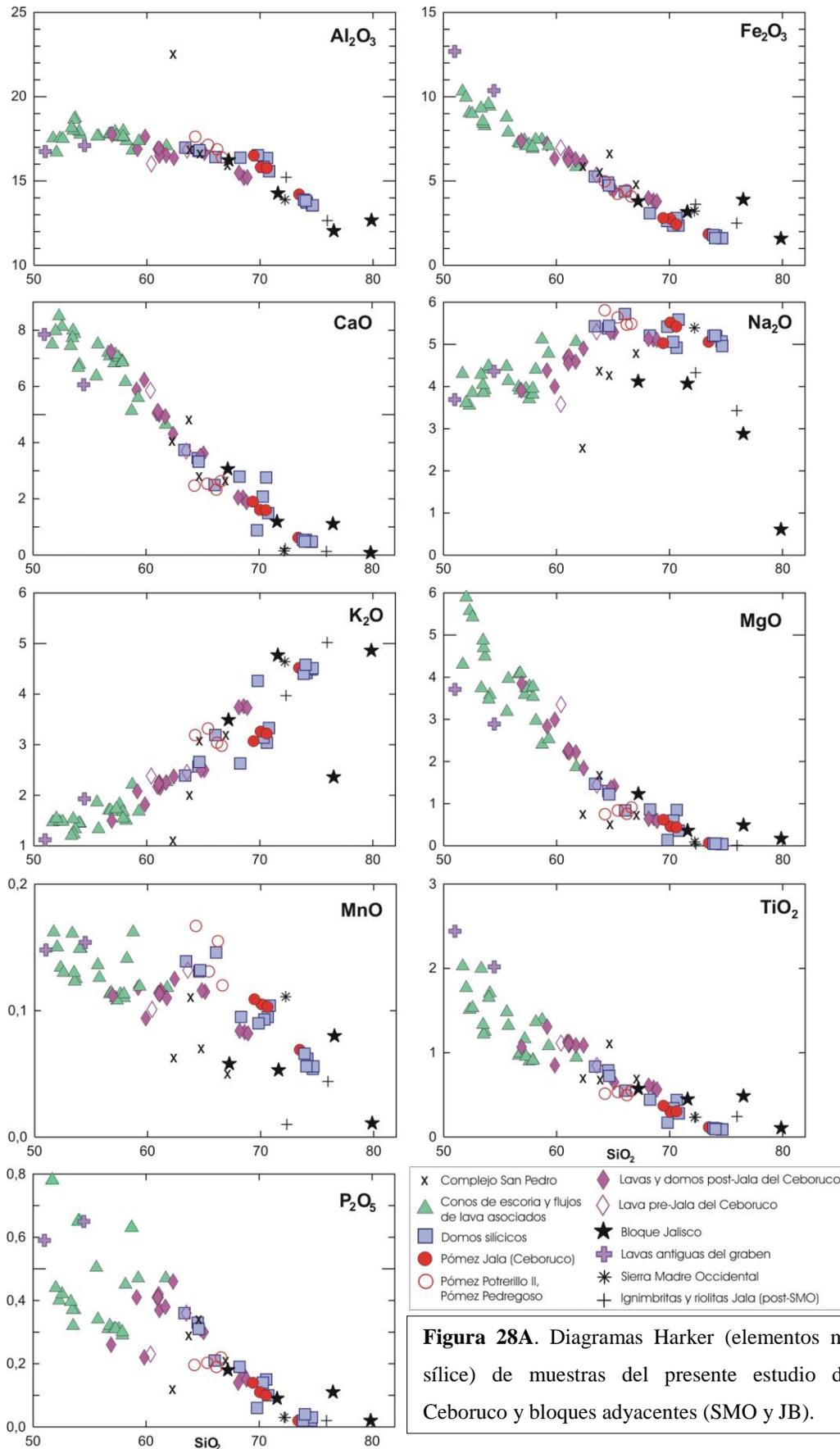


Figura 28A. Diagramas Harker (elementos mayores vs. sílice) de muestras del presente estudio del Graben Ceboruco y bloques adyacentes (SMO y JB).

Aparte de mostrar una dispersión de los datos con tendencia positiva dominante, parece tener varias inflexiones entre las composiciones 55 y 57 wt.% de sílice y a partir de 67 wt.% de sílice.

Al reducir la cantidad de los datos y sólo considerar las muestras del graben del Ceboruco, omitiendo muestras del complejo de San Pedro, del bloque Jalisco y de la SMO, la dispersión de los datos en los diagramas Harker disminuye un poco, pero las tendencias generales observadas (incluyendo inflexiones y dispersión de los datos en algunos diagramas) son las mismas. Al proceder de esta manera se puede observar con mayor claridad que en los diagramas Harker de MgO, CaO y TiO₂ las muestras más primitivas (≤ 55 wt.% SiO₂) se agrupan en dos patrones. Este fenómeno se observa también, aunque menos marcado, en los diagramas Harker de Fe₂O₃ y K₂O y también en el de P₂O₅, aunque con cierta dispersión.

Al reducir el conjunto de datos a las muestras más máficas (<62 wt.% de SiO₂) y así obtener una mayor resolución en los diagramas Harker (Fig. 28B) se hacen visibles algunas características adicionales, lo que resulta en una agrupación de los edificios monogenéticos según su ubicación en el graben Ceboruco. Así, se pueden distinguir tres grupos principales que dependiendo de su localización dentro del graben del Ceboruco, se denominaron el grupo NW, el grupo SE y el grupo Ceboruco. Los tres grupos se distinguen por los diferentes patrones que forman en todos los diagramas de variación tipo Harker (Fig. 28B). En el caso de los grupos NW y SE, ambos se pueden subdividir en dos subgrupos: un grupo primitivo y uno evolucionado. Las muestras que forman parte del grupo Ceboruco incluyen los flujos de lava El Cajón, Coapan II, El Norte y el domo Dos Equis. Los datos pertenecientes a este grupo se grafican en un área muy reducida en todos los diagramas Harker. Las dos andesitas de El Ceboruco y del edificio antiguo son casos anómalos que no se pueden asociar al grupo Ceboruco (en algunos de los diagramas se asocian más bien al grupo NW-II).

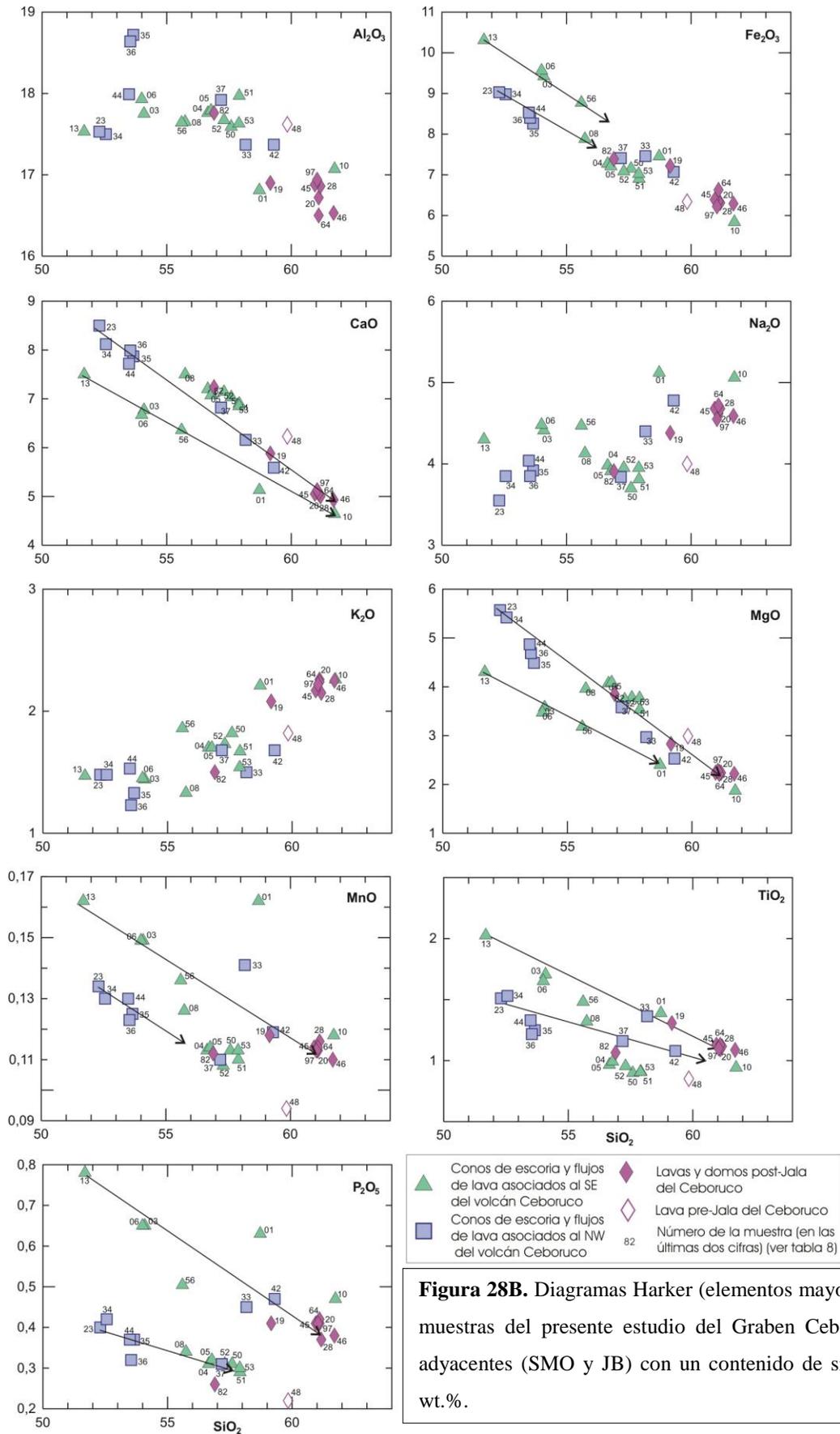


Figura 28B. Diagramas Harker (elementos mayores vs. sílice) de muestras del presente estudio del Graben Ceboruco y bloques adyacentes (SMO y JB) con un contenido de sílice menor a 62 wt.%.

La andesita basáltica del flujo de lava Coapan I, que representa la andesita más primitiva del Ceboruco, más bien se agrupa con las muestras que pertenecen al grupo SE-II.

El grupo SE se puede subdividir en SE-I (muestras primitivas) y SE-II (muestras más evolucionadas). Al SE-I pertenecen los conos de escoria El Balastre I (el más primitivo), Peña Colorada y Molcajete. Los miembros del grupo SE-II son las andesitas de la región de Ixtlán del Río, que incluyen los conos de escoria Cristo Rey, Pedregal I y II y los flujos de lava asociados. El Balastre II y el flujo de lava del Molcajete representan un grupo intermedio.

Al igual que el grupo SE, el grupo NW también se puede subdividir en NW-I (muestras primitivas) y NW-II (muestras más evolucionadas). Al subgrupo NW-I pertenecen los conos de escoria Los Amoles, San Juanito, La Tunita y Molcajetillo. Los miembros del subgrupo NW-II son los conos de escoria El Gavilán, Molcajetito y Cerro de la Concha. No hay casos especiales ni un grupo intermedio en este caso. En general, se observa una tendencia negativa de los contenidos de óxidos de Al, Ca, Fe, Mg, Mn, Ti y P y una tendencia positiva de los óxidos de Na y K con el aumento en el contenido de sílice. Al observar los diagramas con más detenimiento, es notorio que cada grupo y a veces hasta cada subgrupo muestra patrones distintos entre uno y el otro. Lo que destaca en los diagramas Fe_2O_3 , CaO, MgO, MnO, TiO_2 , P_2O_5 y Na_2O , es la alineación de las muestras más máficas en dos patrones paralelos, de los cuales cada uno está formado por las muestras de los dos grupos NW y SE. A partir de entre 56 y 57 wt.% de sílice, ambos patrones terminan convergiendo. Con excepción de los valores anómalos, las muestras del Ceboruco tienen valores muy parecidos entre si (aglomeración de los valores en los diagramas) respecto a valores de todos los elementos mayores con respecto al sílice.

Para resumir, aparte de los patrones negativos (Fe_2O_3 , MgO, CaO) que son característicos de la evolución de un magma por fraccionamiento de Ol y Cpx, se observan adicionalmente patrones negativos en los diagramas Harker de Al_2O_3 , MnO, TiO_2 y P_2O_5 . En el caso de Al_2O_3 , el decremento probablemente se debe principalmente al fraccionamiento de plagioclasa y en menor grado al de hornblenda (y biotita) en las muestras más evolucionadas, cómo también se observó petrográficamente. Parece que la hornblenda causa los altibajos del patrón (distribución de los cristales de manera irregular en las muestras), porque al sumar Al_2O_3 con CaO (Ca se incorpora en plagioclasas y hornblenda pero no se incorpora en las biotitas) y graficar los datos contra sílice, se compensa el efecto y se nivela la curva de los datos (ver Fig. 28B). El incremento del Al_2O_3 al principio, antes de descender, se explica comúnmente con una

cristalización temprana de Cpx, seguida posteriormente por el fraccionamiento de plagioclasa. El fraccionamiento de hornblenda (y biotita) tal vez también gobierne el patrón irregular pero negativo del MnO conforme aumenta el SiO₂. En el caso del patrón negativo observado en el diagrama Harker de TiO₂, el fraccionamiento de óxidos (titanomagnetita e ilmenita), que ocurren con mucha frecuencia en las muestras del graben Ceboruco, puede explicar tal comportamiento. Los valores de titanio en general son muy altos para las muestras de las rocas menos evolucionadas (0.9-2.0 wt.%), y para el basalto de la fase extensiva temprana del graben (2.5 wt.%). La tendencia negativa de P₂O₅ vs. sílice, aunque con algo de dispersión, muy probablemente tiene su origen en el fraccionamiento del accesorio apatito, que ocurre con frecuencia, especialmente en las muestras de composiciones intermedias.

Los patrones positivos en los diagramas Harker de Na₂O y K₂O se pueden explicar por el efecto de sumación (sum effect): Al remover los cationes (durante la diferenciación del magma) Mg, Fe, Ca y Ti, el porcentaje de Na y K aumentan necesariamente.

Además, se debe mencionar que la acumulación de datos con los contenidos más altos de sílice, proviene de las muestras del domo de obsidiana Pochetero. Estos datos se separan del resto por un espacio vacío en todos los diagramas Harker y esto se debe a que son las únicas muestras en toda la zona del graben, que contienen feldespatos potásicos. En conclusión, hay amplias evidencias que apuntan hacia un proceso de cristalización fraccionada, pero éste por sí sólo no puede explicar todas las observaciones, como por ejemplo la existencia de dos patrones paralelos de las muestras más primitivas. En referencia a lo último, parece que al menos dos fuentes distintas en el manto superior, espacialmente separadas (ambos lados del Ceboruco) gobiernan las diferencias geoquímicas en los magmas dando origen a los productos de los edificios monogenéticos del lado SE y NW (ver Fig. 28B), lo que justifica su separación en grupos dependiendo de su localización geográfica en el graben Ceboruco.

En el caso del estratovolcán Ceboruco, el comportamiento de las diferentes muestras en los diagramas Harker tampoco se puede explicar por cristalización fraccionada como proceso único en una sola cámara magmática. Especialmente la muestra del edificio antiguo representa un valor anómalo. No se puede trazar una línea (sin inflexión) desde la muestra más máfica (Coapan II), a la siguiente (El Ceboruco) hasta la acumulación de puntos de las demás andesitas, lo que puede implicar la posibilidad que la muestra Coapan II (que tiene su origen en el flanco norte inferior), y que también se agrupa con los datos de los conos de escoria más

evolucionados, tiene un origen similar a éstos y no proviene de la cámara magmática principal del estratovolcán.

Por último, adicionalmente a la cristalización fraccionada, la mezcla de magmas o el asimilamiento de rocas encajonantes podrían representar procesos que expliquen algunas características de los patrones observados. Esto concuerda con las evidencias petrográficas que incluyen la existencia de cristales en desequilibrio para el caso del Ceboruco, así como para el resto de los productos del graben.

II 1.3.2 Elementos traza

En los diagramas de elementos traza (Fig. 29) se pueden observar patrones definidos de Ba (positivo hasta ca. 70 wt.% SiO₂), Sr, V y Co (negativo) con el aumento del sílice. Los elementos compatibles Ni y Cr muestran mucha dispersión en los datos de las muestras menos evolucionadas (≤ 60 wt.% SiO₂), mientras que Co exhibe una tendencia negativa bastante linear. El clásico elemento incompatible Zr presenta una tendencia positiva en general conforme el aumento del sílice, pero con mucha dispersión en los datos de las muestras más evolucionadas (≥ 65 wt.%). Y y Rb presentan tendencias positivas con algo de dispersión. Como se mencionó anteriormente, al observar los diagramas Harker de los elementos mayores, las muestras del Pochetero se encuentran apartadas en todos los diagramas, por ser las únicas muestras que contienen feldespatos potásicos. Esto se puede ver de una manera muy clara en el diagrama de Ba vs. SiO₂: el Ba muestra una tendencia positiva en general muy bien definida, pero disminuye fuertemente hacia el grupo de los datos del Pochetero, lo que se puede explicar por la incorporación de Ba en los feldespatos potásicos (reemplazando a K) en menor grado y la incorporación de Ba en cristales secundarios como barita (expulsados y precipitados por los fluidos restantes en cavidades de la roca encajonante). Además, se puede inferir la cristalización fraccionada de plagioclasa, por el patrón negativo de Sr junto con la tendencia positiva del Rb. El decremento del V, visto en conjunto con la tendencia negativa del TiO₂, puede ser resultado de una cristalización fraccionada de Ti-magnetita, que abunda en todas las muestras del graben Ceboruco.

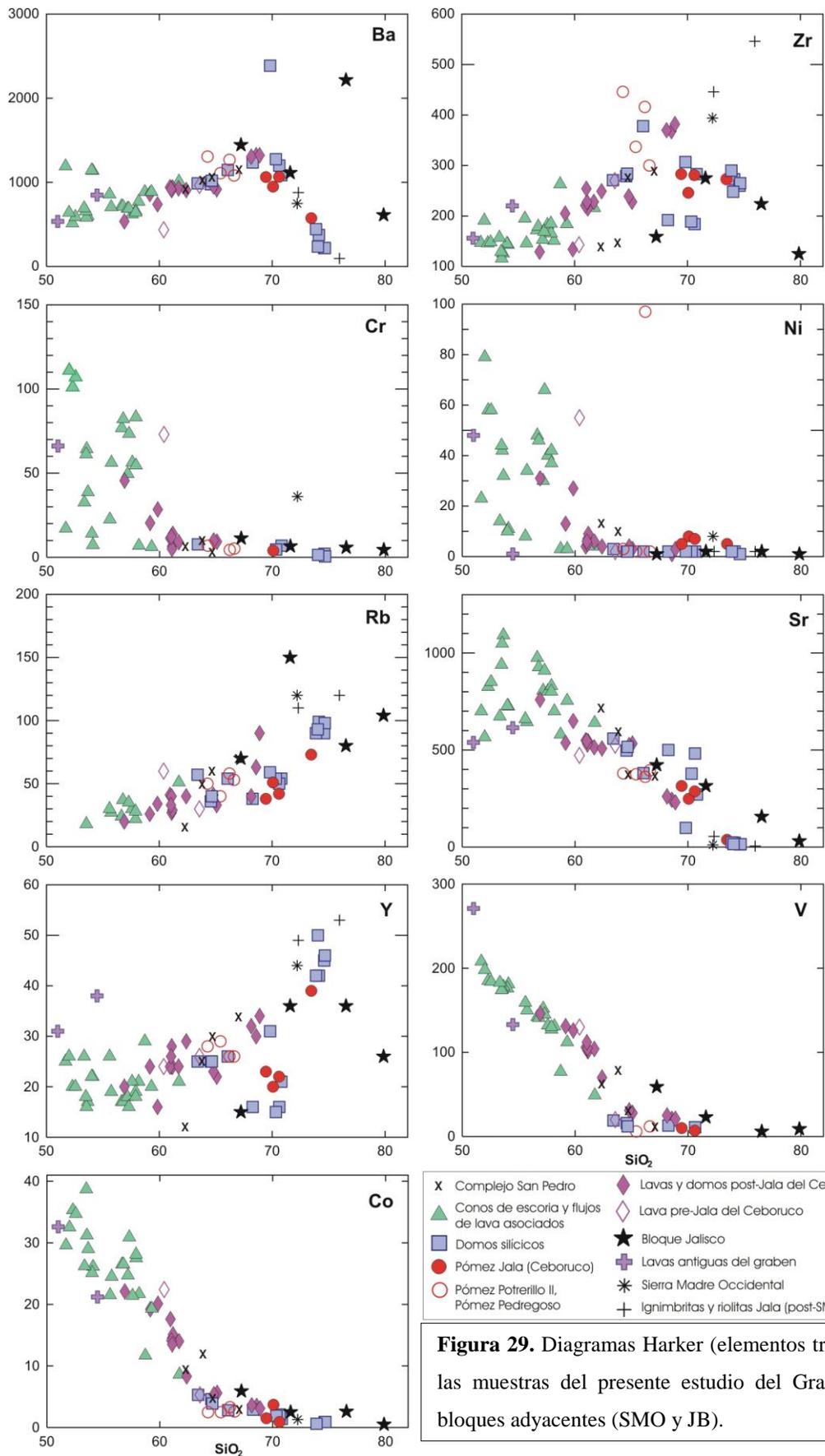


Figura 29. Diagramas Harker (elementos traza vs. sílice) de las muestras del presente estudio del Graben Ceboruco y bloques adyacentes (SMO y JB).

Al observar la distribución de los valores de las muestras que pertenecen al volcán Ceboruco, se puede notar que la mayoría de los flujos de lava del Ceboruco tienen contenidos de Ba de 830-980 ppm formando una acumulación, lo que también sucede en el diagrama de Sr con una acumulación alrededor de ~520 ppm de Sr. Una alineación en un patrón negativo de los datos pertenecientes al Ceboruco sólo se puede observar en los diagramas del V y el Co vs. sílice. En tanto, los elementos traza Ni y Cr presentan una tendencia negativa conforme aumenta el sílice con algo de dispersión, mientras que Y y Rb aumentan conforme aumenta el sílice, pero con una mayor dispersión de los datos.

Las tendencias negativas de Ni (con mucha dispersión), Co y Cr indican un fraccionamiento temprano del olivino y de la cromita (esfena). No hay muestras verdaderamente primitivas y los valores bajos de Cr (hasta 115 ppm) y Ni (hasta 80 ppm) no indican una derivación directa y simple del magma de una fuente de manto peridotítico.

Los datos obtenidos de muestras del volcán Ceboruco, al igual que el conjunto de los datos del graben, fortalecen la idea sugerida con base en el comportamiento de los elementos mayores, que la distribución de los datos en los diagramas Harker está gobernada por el proceso de cristalización fraccionada de los diferentes minerales observados petrográficamente. Pero además, parece haber diferencias en la composición de las fuentes del magma, así como posiblemente varias cámaras magmáticas, lo que se deduce de la existencia de alineamientos paralelos bien definidos.

Al graficar los datos de los conos de escoria, domos de lava y productos del Ceboruco en el diagrama “araña” normalizado contra valores del manto primitivo, se pueden observar en general picos positivos de los elementos Ba, K y Pb en los tres grupos (Fig. 30A). Pero mientras que los conos de escoria muestran una tendencia negativa suave de los elementos del lado derecho del diagrama (menos incompatibles), en las muestras más evolucionadas del Ceboruco, y de manera más marcada aún en las de los domos silíceos, aparecen picos negativos de los elementos Sr, P y Ti. Este comportamiento es característico de los productos más evolucionados del graben y se debe a la separación de plagioclasa, apatito y óxidos, respectivamente.

Para comparar los diferentes edificios del graben, se graficaron muestras típicas de cada grupo de edificios (conos de escoria, domos silíceos y volcán Ceboruco) y se graficaron en ambos diagramas tipo “araña” (Fig. 30B). En ambos diagramas, las muestras representativas seleccionadas tienen abundancias de tierras raras similares.

El aumento significativo de Ba, K y Pb en muestras del Cerro Grande (domo silíceo) y Coapan II (Ceboruco) y en menor grado en Cerro de la Concha (cono de escoria) se puede explicar invocando la concentración de estos elementos solubles en fluidos hidrotermales (afectan más a los elementos móviles como Ba y K) y/o contaminación durante la formación de magmas o durante el ascenso del mismo. El Pb muy elevado, junto con valores bajos de Th y Nb, son características típicas de magmas de arco volcánico asociado a una zona de subducción (e.g., Elliot, 2003; Schaaf et al., 2005).

La composición de los elementos incompatibles de un magma de arco volcánico es influenciada por proporciones muy pequeñas de sedimentos marinos subducidos. Especialmente la abundancia de Pb parece indicar la contribución de sedimentos, lo que se discutirá en el siguiente capítulo donde se presentan las relaciones isotópicas.

Tierras Raras (REE, Rare Earth Elements)

Los datos de los conos de escoria, de los domos silíceos y de los productos del Ceboruco se graficaron en diagramas multi-elementos tipo “araña”, con los REE normalizados, primero contra valores condriticos (Sun y McDonough, 1989) y luego normalizados contra valores del manto primitivo como la fuente de magmas más probable. En general, se puede observar que las tierras raras ligeras (LREE) están enriquecidas con respecto a las tierras raras pesadas (HREE), lo que es una característica típica de magmas de zonas de subducción (Fig. 30A). Las muestras del Ceboruco, así como de los conos de escoria, presentan tendencias suaves sin anomalías significativas. Las muestras más máficas (cono Balastre I y las muestras del graben temprano) tienen los valores de los REE más elevados. Las muestras del cono Balastre I y una lava del cono Ceboruquito presentan una ligera anomalía positiva de Eu. En la gráfica de los REE normalizados contra valores condriticos de los domos silíceos el espectro es más amplio. Las muestras del Pochetero muestran anomalías negativas pronunciadas de Eu. El domo Cerro Alto (cercano al bloque de la Sierra Madre Occidental, ver Figs. 3 y 4) representa un valor anómalo con valores de REE más altos que las demás muestras. Por último, se pueden reconocer dos grupos de muestras con tendencias paralelas, uno con valores REE más bajos (domos y lavas Cerro Grande, domo Pedregoso) y uno con valores más elevados (el resto de las muestras).

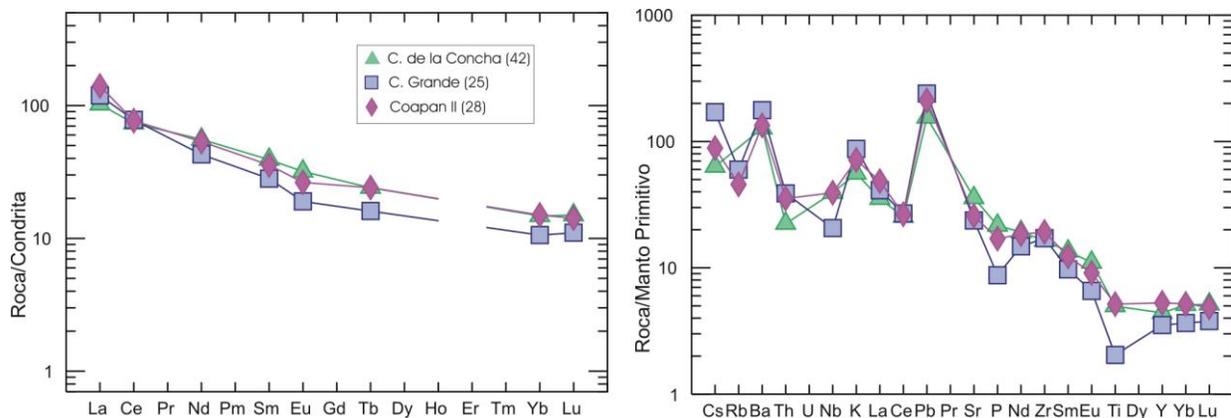


Figura 30B. Diagramas multi-elemento que muestran abundancias de tierras raras (REE) y de elementos traza de las rocas del Cerro de la Concha, Cerro Grande y Coapan II que representan una muestra típica del conjunto de muestras de los conos de escoria, los domos silíceos y del Ceboruco, respectivamente. Los números del análisis químico (en sus últimas dos cifras) (ver Tabla 8) respectivo se indica en paréntesis en la leyenda.

II 1.4 Isotopía (sistemas de Sr, Nd y Pb)

Se midieron las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Tabla 9) de un total de 23 muestras provenientes del Ceboruco, de diversos edificios monogenéticos del área del graben, así como de los bloques adyacentes (SMO y JB). Además, se consideraron datos isotópicos reportados en trabajos anteriores. Petrone et al. (2003) presentan análisis químicos de elementos mayores y trazas así como relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb (ver Tabla 9) que obtuvieron de diferentes productos de conos de escoria. También existen datos isotópicos de Sr y Nd (pero sin Pb) reportados en los trabajos de Verma y Nelson (1989) y de Wallace y Carmichael (1994), y análisis de Sr únicamente en Moor bath et al. (1978). Datos de basaltos pertenecientes a la placa subducente Rivera se reportan en la tesis doctoral de Valdéz-Moreno (2006).

Al graficar los datos que pertenecen al graben Ceboruco (Figs. 31 a 33), se pueden hacer las siguientes observaciones: Las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Tabla 9, Fig. 31) de lavas del Ceboruco, así como de la mayoría de los edificios monogenéticos circundantes muestran valores entre 0.7038 y 0.7041, lo que significa que están dentro del rango esperado para magmas originados en la cuña del manto por arriba de la zona de Benioff, sin experimentar contaminación significativa de la corteza durante su ascenso a la superficie. El grupo Ixtlán

(muestras 04, 52 y 53 en la Fig. 31) más al E de la zona de estudio, tiene los valores más bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (~ 0.7035) que son similares a valores del Complejo del Colima, lo que los distingue de todos los demás edificios del graben Ceboruco. Además, el grupo Ixtlán se encuentra aislado de las demás muestras del graben en todos los diagramas graficados (Fig. 31).

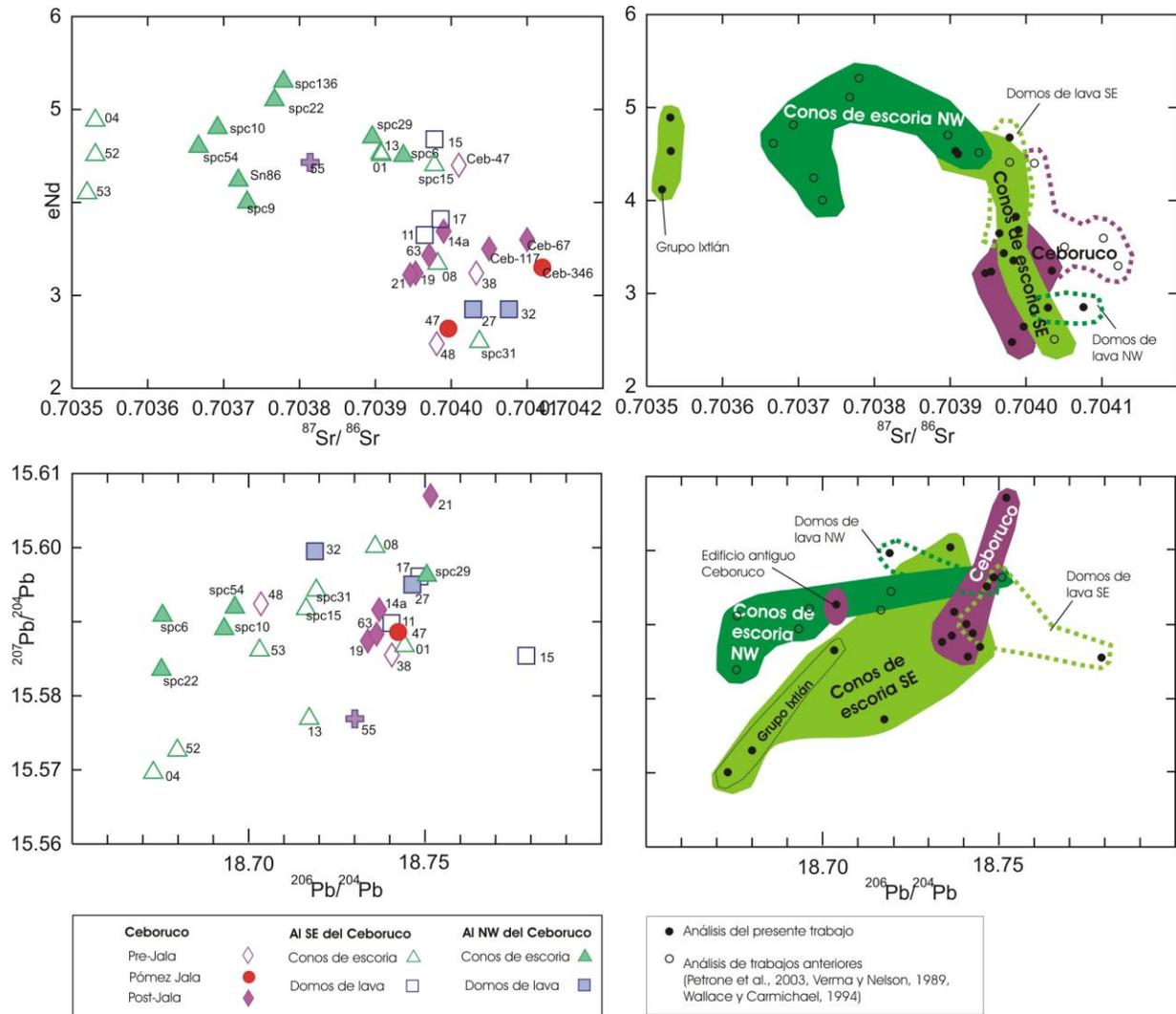


Figura 31. Gráficas que muestran las relaciones isotópicas de productos del Graben Ceboruco. Los diferentes símbolos en las presentaciones a la izquierda (ver leyenda) indican el tipo de edificio y su localización en el graben. El índice “spc” indica análisis de Petrone et al. (2003), “sn” de Verma y Nelson (1989) y “Ceb” de Wallace y Carmichael (1994). En la presentación a la derecha se muestran los grupos referidos en el texto.

Los valores de ϵNd son positivos para todo el rango de las muestras analizadas del graben, lo que sugiere una formación de magmas a partir de un manto litosférico empobrecido (Fig. 32).

Al graficar los datos en el diagrama de ϵNd vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, se puede observar que las muestras del graben se encuentran en el campo II del manto (mantle array; DePaolo y Wasserburg, 1979), mientras que las muestras del bloque Jalisco y de la SMO se encuentran en los campos IV y I respectivamente (Fig. 32).

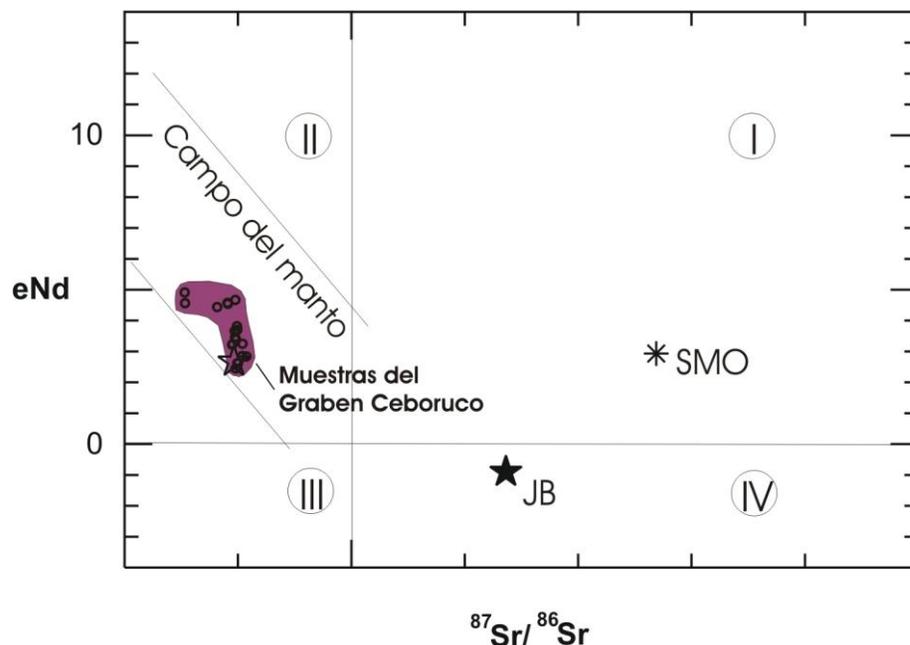


Figura 32. Gráfica que muestra la relación isotópica de ϵNd vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las rocas del Graben Ceboruco. Todas las muestras del graben grafican dentro del campo del manto (DePaolo y Wasserburg, 1979), sólo dos muestras pertenecientes a los bloques adyacentes (SMO y JB) caen en los campos I y IV respectivamente.

En el caso de los isótopos de Pb, las relaciones isotópicas de muestras pertenecientes a una suite cogenética deberían estar sobre una recta bien definida en las gráficas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (o $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) si todas las muestras de la suite hubiesen tenido la misma composición isotópica inicial de Pb. En el caso de los análisis de las muestras del graben Ceboruco graficados en el mencionado diagrama de Pb (Fig. 31) se pueden distinguir dos grupos con composiciones isotópicas iniciales diferentes y un valor anómalo (Pochetero, no. 15 en Fig. 31). Un grupo lo representan las muestras que provienen de conos de escoria al SE del Ceboruco y el otro grupo inicia con valores más elevados de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y proviene de muestras de conos de escoria al NW del Ceboruco. Las muestras del Ceboruco forman un tercer grupo que se caracteriza por valores iniciales de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ más elevados que los de los otros dos

grupos. Algunos edificios en los flancos del Ceboruco se caracterizan por tener valores isotópicos de Pb similares a los del propio Ceboruco.

Como posibles fuentes de contaminación se analizaron los xenolitos graníticos y granodioríticos encontrados en edificios monogenéticos del graben, y también se analizaron muestras de los dos bloques adyacentes (SMO y JB) que forman el graben (Fig. 33).

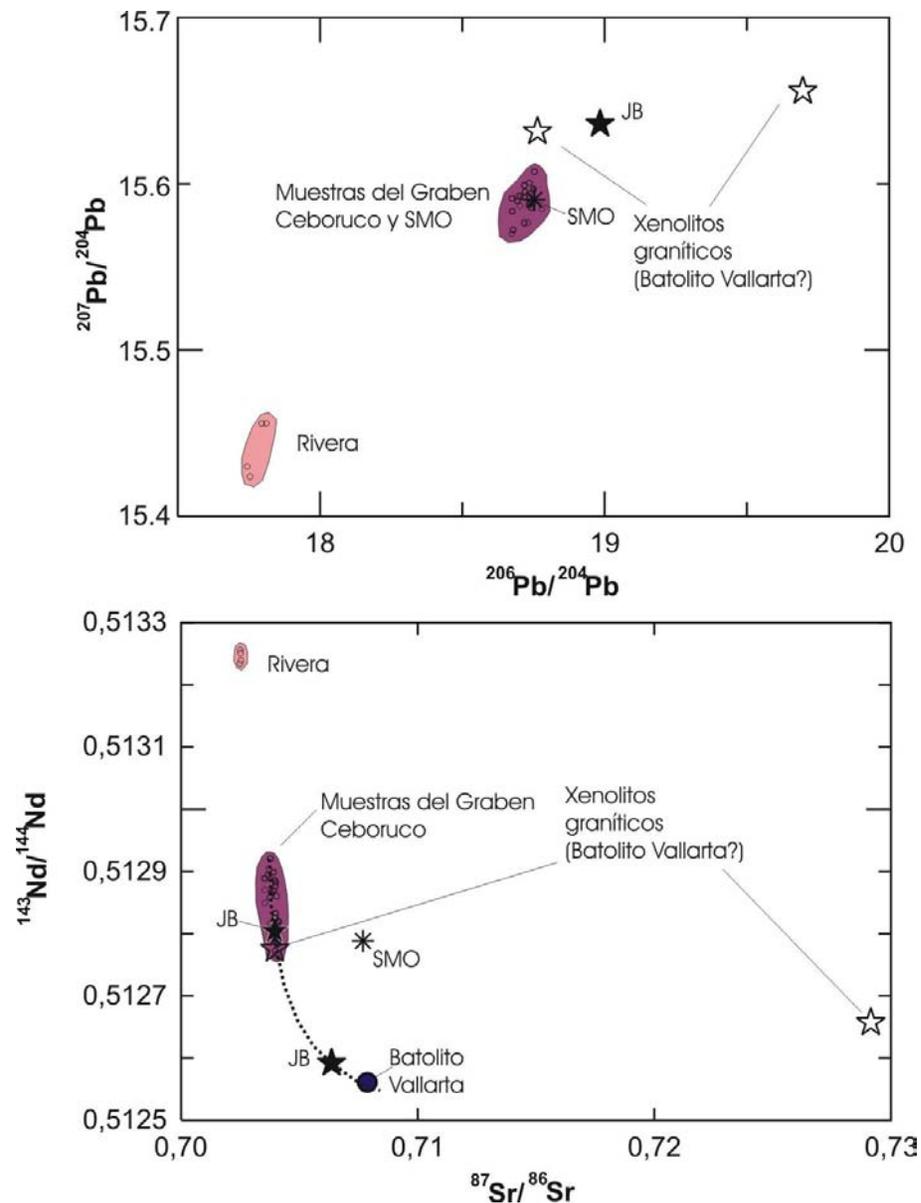


Figura 33. Gráficas que muestran relaciones isotópicas de las muestras del Graben Ceboruco con respecto a los bloques adyacentes (SMO y JB) y a la placa subducida Rivera con valores equivalentes al MORB.

Las únicas rocas que al ser asimiladas pudiesen haber modificado significativamente las relaciones isotópicas originales de los magmas en ascenso serían las del Bloque Jalisco así como las riolitas que sobreyacen al mismo (JB en Fig. 33), ya que en el diagrama de Nd vs. Sr en la Fig. 33, las muestras del Graben Ceboruco, las riolitas encontradas al S del graben y las del Batolito Vallarta (valor promedio de los 44 análisis isotópicos de Sr y los 41 de Nd del Batolito de Vallarta, Schaaf, 1990), se localizan sobre una curva parabólica de mezcla (Fig. 33). Las muestras de la SMO y de cuerpos plutónicos granitoides, representados por xenolitos encontrados en productos de edificios monogenéticos, no pueden haber influido mucho en la composición de los magmas del Graben Ceboruco debido a sus valores isotópicos poco evolucionados.

En resumen: Aunque todas las muestras analizadas isotópicamente pertenecen a una unidad geo-tectónica restringida (Graben Ceboruco, a lo largo de 35 km) y tienen su origen en el manto, se caracterizan por valores isotópicos de Sr, Nd y Pb que varían de una manera sistemática. Muestras del volcán Ceboruco se caracterizan por valores isotópicos de Nd y Pb muy restringidos y de Sr relativamente restringidos, mientras que los edificios monogenéticos contiguos muestran un rango de valores isotópicos de Sr, Nd y Pb más amplio. Además, estos últimos parecen distinguirse también según su localización geográfica al SE o al NW del Ceboruco como ya se había observado anteriormente al discutir sus contenidos en elementos mayores y trazas. También existen valores anómalos como los provenientes del domo de obsidiana Pochetero y del grupo Ixtlán al extremo SE de la zona de estudio. El grupo Ixtlán presenta valores similares a los del volcán de Colima y se aparta del resto de los valores de los conos de escoria al SE del Ceboruco.

La observación de que el estratovolcán Ceboruco tiene una firma isotópica muy bien definida con respecto a edificios monogenéticos circundantes, también se observa en los demás estratovolcanes del CVM. En la Fig. 34 (diagramas modificados de Castro, tesis de doctorado 2007) se graficaron los datos isotópicos obtenidos como parte del presente trabajo así como los reportados por Petrone et al. (2003) de la región San Pedro-Ceboruco junto con datos obtenidos de otros volcanes del CVM. Los datos del volcán Jocotitlán provienen de Salinas, 2009 (tesis de maestría, en preparación).

Tabla 9: Análisis isotópicos (Sr, Nd y Pb) de muestras recolectadas en el Ceboruco, edificios monogenéticos del área del Graben Ceboruco y de bloques adyacentes (SMO y JB). * valor (promedio de todos los valores del batolito vallarta) de la tesis de doctorado de Schaaf (1990); ** valores de tesis de doctorado de Valdéz-Moreno (2006) SPCxx: valores de Petrone et al. (2003); Ceb-xx: valores de Wallace y Carmichael (1994); Snxx: valor de Verma y Nelson (1989); n.a. = no analizado + 1sd% para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: últimos dos dígitos

Muestra	Tipo de roca	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	*1sd%	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	*1sd%	εNd	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Isd%	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Isd%	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Isd%
Ceboruco												
04-14a	dacita	0.703990	34	0.512827	20	3.69	18.7370	0.019	15.5916	0.019	38.4910	0.018
04-19	andesita	0.703953	33	0.512804	21	3.24	18.7338	0.033	15.5874	0.034	38.4880	0.036
04-21	dacita	0.703946	35	0.512803	20	3.22	18.7516	0.021	15.6070	0.020	38.5524	0.021
04-38	dacita	0.704033	39	0.512804	15	3.24	18.7406	0.030	15.5855	0.031	38.4761	0.030
04-48	andesita	0.703981	41	0.512765	17	2.48	18.7035	0.017	15.5924	0.019	38.4892	0.021
04-63	dacita	0.703971	35	0.512814	19	3.43	18.7363	0.054	15.5883	0.055	38.4836	0.054
04-47	dacita	0.703996	39	0.512773	20	2.63	18.7423	0.050	15.5886	0.052	38.4889	0.056
Ceb-47	andesita	0.70401	-	0.512960	-	4.4	n.a.	-	n.a.	-	n.a.	-
Ceb-117	andesita	0.70405	-	0.512814	-	3.5	n.a.	-	n.a.	-	n.a.	-
Ceb-67	dacita	0.70410	-	0.512819	-	3.6	n.a.	-	n.a.	-	n.a.	-
Ceb-346	dacita	0.70412	-	0.512805	-	3.3	n.a.	-	n.a.	-	n.a.	-
al SE del Ceboruco												
Conos de escoria												
04-01	andesita	0.703908	39	0.512869	21	4.51	18.7442	0.028	15.5867	0.031	38.4683	0.037
04-04	andesita bas.	0.703531	40	0.512888	18	4.88	18.6730	0.061	15.5696	0.064	38.3934	0.061
04-08	andesita bas.	0.703982	30	0.512809	19	3.34	18.7359	0.041	15.6001	0.044	38.5097	0.048
04-13	andesita bas.	0.703907	36	0.512870	21	4.53	18.7172	0.018	15.5769	0.020	38.4283	0.020
04-52	andesita	0.703531	38	0.512869	23	4.51	18.6798	0.022	15.5726	0.021	38.4008	0.022
04-53	andesita	0.703520	35	0.512848	18	4.10	18.7031	0.021	15.5861	0.023	38.4584	0.022
SPC 15		0.703978	-	0.512881	-	4.4	18.7163	-	15.5917	-	38.4542	-
SPC 31		0.704037	-	0.512785	-	2.5	18.7192	-	15.5942	-	38.4643	-
Domos de lava												
04-11	andesita dac.	0.703965	35	0.512825	19	3.65	18.7405	0.022	15.5898	0.023	38.4869	0.022
04-15	riolita	0.703978	36	0.512878	21	4.68	18.7787	0.020	15.5854	0.021	38.4772	0.022
04-17	riolita	0.703986	37	0.512834	17	3.82	18.7484	0.018	15.5961	0.017	38.5084	0.017
al NW del Ceboruco												
Conos de escoria												
SPC 29	basalto	0.703896	-	0.512898	-	4.7	18.7505	-	15.5962	-	38.4766	-
SPC 10	basalto	0.703692	-	0.512904	-	4.8	18.6931	-	15.5890	-	38.4312	-
SPC 22	basalto	0.703767	-	0.512917	-	5.1	18.6753	-	15.5835	-	38.4105	-
SPC 136	andesita bas.	0.703779	-	0.512886	-	5.3	n.a.	-	n.a.	-	n.a.	-
SPC 54	andesita bas.	0.703667	-	0.512894	-	4.6	18.6961	-	15.5919	-	38.4334	-
SPC 6	andesita bas.	0.703937	-	0.512886	-	4.5	18.6756	-	15.5908	-	38.4220	-
SPC 9	andesita bas.	0.703731	-	0.512816	-	4.0	n.a.	-	n.a.	-	n.a.	-
Sn-86	basalto	0.703721	-	0.512857	-	4.27	n.a.	-	n.a.	-	n.a.	-

En estos diagramas se puede observar el mismo fenómeno que en la región del Ceboruco: Los estratovolcanes tienen una firma isotópica propia (campos restringidos) muy bien definida, mientras que los datos provenientes de muestras de edificios monogenéticos circundantes abarcan un rango mucho más amplio, aunque éstos también se pueden distinguir entre sí por región de origen.

Al parecer los procesos petrogenéticos que dan origen a los estratovolcanes actúan de manera homogeneizante lo que resulta en un rango de datos isotópicos más estrecho que en el caso de los conos monogenéticos contiguos.

En el diagrama de ϵNd vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 34A), los datos del volcán Ceboruco caen en un campo próximo a los datos de algunos volcanes cercanos como Tequila, Tepetitlic y San Juan así como del Nevado de Toluca. Mientras tanto, el conjunto de datos provenientes de los edificios monogenéticos del Graben Ceboruco se posicionan en un área más amplia ubicada entre el volcán de Colima y el Nevado de Toluca. Los datos del Graben Ceboruco se distinguen de los del Colima y del Nevado de Toluca por valores más bajos de ϵNd . Colima, Los Tuxtlas y Santa María del Oro representan los volcanes con las firmas isotópicas (Sr, Nd) más primitivas, es decir, muy poco modificadas de su relación original en el manto superior.

En el diagrama de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 34C) los datos del Ceboruco se ubican en un área intermedia entre los del Popocatepetl y los del Jocotitlán y de manera adjunta a volcanes geográficamente cercanos (como San Juan, Tepetitlic y Tequila), con valores intermedios en la relación $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Además de las firmas propias de cada uno de los volcanes del CVM, parecen existir 3 conjuntos o grupos de volcanes en el diagrama de ϵNd vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: Uno con valores primitivos (Los Tuxtlas, Colima, Santa María del Oro, suite alcalina del Sangangüey), otro con valores intermedios (Ceboruco, Popocatepetl, Nevado de Toluca, San Juan, Tequila, Tepetitlic, La Primavera y Jorullo) y un tercero con los valores más evolucionados (La Malinche, Pico de Orizaba, Jocotitlán) (Fig. 34). Aparte de estas agrupaciones no se distingue una variación sistemática simple, como por ejemplo del E al W o del N al S.

II 2 DISCUSIÓN

Datos isotópicos del Graben Ceboruco

Las diferencias entre los valores isotópicos observadas en las diferentes áreas del Graben Ceboruco permiten reconocer una segregación de los datos en 3 grupos principales (Ceboruco, edificios monogenéticos al SE y edificios monogenéticos al NW). Excepciones a esta regla incluyen los valores anómalos del domo Pochetero y del Grupo Ixtlán, así como edificios “parásitos” en los flancos del Ceboruco (firma isotópica similar al propio Ceboruco).

La observación de una correlación isotópica en función de su localidad geográfica permite concluir que a lo largo del Graben Ceboruco, el magma que da origen a los diferentes productos de los distintos tipos de edificios posiblemente tiene una composición original similar pero no homogénea (ver los patrones paralelos observados en los productos más máficos en las gráficas de elementos químicos y relaciones isotópicas). Durante su ascenso a través de la corteza continental el magma que da origen a los productos del Ceboruco parece experimentar contaminación, aunque ésta no es considerable si se le compara con otros volcanes del CVM (por ejemplo La Malinche, Jocotitlán, Pico de Orizaba). También existe la posibilidad que el material cortical contaminante sea de edad joven y por ello isotópicamente similar al magma y por ende al ser asimilado no afecte mucho los valores isotópicos iniciales. Como las lavas más diferenciadas (ricas en SiO₂, etc.) del Ceboruco y los domos de lava en el área circundante muestran los valores isotópicos más evolucionados, queda claro que el almacenamiento temporal del magma en niveles superiores de la corteza resulta en una contaminación de mayor grado. Hacia un almacenamiento temporal de estos magmas apuntan también las estructuras de desequilibrio encontradas especialmente en productos más evolucionados como lo son los bordes de reacción en fenocristales. Las rocas de los conos de escoria del área muestran las composiciones más máficas (en su mayoría andesitas basálticas) y carecen de abundante evidencia que indique que sus cristales hayan estado sujetos durante mucho tiempo a condiciones de desequilibrio de sus fases. Esto implica un ascenso más rápido y directo sin periodos prolongados de almacenamiento, dando menos tiempo a posibles contaminaciones del magma en su camino hacia la superficie.

La placa Rivera subduce lentamente y con un ángulo de 50° muy inclinado (Pardo y Suárez, 1993). En tanto, los magmas del Volcán de Colima tienen cantidades mayores de H₂O, que los del Ceboruco cuyas temperaturas son más elevadas (Luhr, 1992). Esto se debe probablemente a

su diferente distancia de la trinchera y por ello a la diferente profundidad de la placa subducida debajo de estos volcanes (ambas menores en el caso del Volcán de Colima).

El enriquecimiento de elementos como Rb, Ba, Sr y Pb, se debe muy probablemente a la influencia de fluidos acuosos derivados de la placa subducida, ya que los elementos mencionados son muy móviles. No hay evidencia que indique la generación de fundidos provenientes de la placa subducida, pero una cierta influencia de los sedimentos subducidos no se puede descartar. Aparentemente, los fluidos provenientes de la placa subducida propiciaron la generación de magmas en la cuña del manto a partir de un manto parcialmente empobrecido debido a repetidos eventos de extracción de fundidos anteriores. La fusión de este manto dio origen a los magmas originales que, al atravesar una corteza de ca. 30 km de grosor y su almacenamiento temporal en varios niveles de la corteza, sufrieron contaminación por asimilación de un material relativamente joven y con firmas isotópicas similares.

En una cámara magmática superior cercana a la superficie dominó el proceso de cristalización fraccionada. Esta cámara en niveles someros de la corteza sufrió aparentemente en repetidas ocasiones una reposición de magma más máfico de origen profundo creando así las estructuras de desequilibrio (fenocristales reabsorbidos) observables en los productos del Ceboruco y en algunos de los edificios monogenéticos contiguos.

Datos isotópicos del Ceboruco en comparación con otros volcanes del CVM

En general, las variaciones isotópicas en rocas magmáticas pueden ser el resultado de heterogeneidades isotópicas existentes en el manto o de procesos de asimilación de material cortical con relaciones isotópicas distintas incorporados durante el ascenso a través de la corteza. En términos generales, estos procesos generadores de magma deberían ser similares a lo largo de todo el CVM. Sin embargo, se observan marcadas diferencias en las relaciones isotópicas a lo largo del CVM. Esto se puede deber a diferencias isotópicas de los materiales subducidos, a heterogeneidades del manto o a diferencias en las características de la corteza como lo son su espesor y su edad. Las características de la corteza aparentemente tienen una gran influencia sobre las relaciones isotópicas de las rocas volcánicas que conforman el CVM, pues al comparar los datos isotópicos de los diferentes edificios volcánicos a lo largo del CVM en un diagrama de ϵ_{Nd} vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ con los espesores y características geológicas de la corteza debajo de cada estratovolcán, se descubre que parece existir una correlación.

Con el fin de encontrar una explicación a la variación sistemática de las firmas isotópicas de cada estratovolcán del CVM (ver diagrama de ϵNd vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Fig. 34) se analizó la situación específica de su entorno tectono-geológico.

El CVM se extiende de la costa pacífica al Golfo de México a lo largo de más de 1000 km con un ancho que varía entre 80 y 230 km. Volcanismo de arco y procesos tectónicos desde el Mioceno tardío son la consecuencia de la subducción de las placas Farallón-Guadalupe, Rivera y Cocos debajo de la placa de Norteamérica. El CVM se puede subdividir en tres sectores: oriental, central y occidental. A lo largo de su extensión, el CVM, cruza por arriba de varios terrenos tectónicos (terranes) los cuales se componen de rocas muy variables en composición y edad. En el extremo oriente, el CVM es subyacente por corteza superior precámbrica (terrenos Maya, Zapoteco y Mixteco), en el centro por corteza paleozoica (terreno Mixteco) y en el centro y occidente por corteza mesozoica (terreno Guerrero) (para mayor información, ver Ortega et al., 2008). Aunque las condiciones de subducción varían del W al E debido a que la placa Rivera en el W subduce con una velocidad relativamente lenta de 2 cm/año y con un ángulo muy inclinado de 50° (Pardo y Suárez, 1993), mientras que la placa Cocos subduce con una velocidad mayor de 5-8 cm/año y ángulos mucho más bajos de $0-13^\circ$, los procesos de generación de magmas deben ser fundamentalmente similares. También importante es el hecho que la corteza de la placa continental Norteamericana debajo de la zona del volcanismo activo del CVM tiene un grosor considerable, lo que distingue a esta zona de subducción de la mayoría de los demás sistemas de subducción en el mundo donde en la mayoría de los casos una placa oceánica es subducida debajo de una placa continental de menor grosor. Su espesor se ha determinado recientemente por medio de estudios gravimétricos y sísmicos y varía entre ca. 30 km en la parte noroccidental y alcanza hasta >40 km en la parte central y desciende abruptamente a 25 km en la parte oriental (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruíz, 1996; Pérez-Campos et al., 2008; Iglesias et al., 2009; Espíndola-Castro, 2009). Sin embargo, en zonas de gran extensión, el espesor parece ser mucho menor como es el caso del graben de Colima, donde sólo tiene 20 km (Fig. 34).

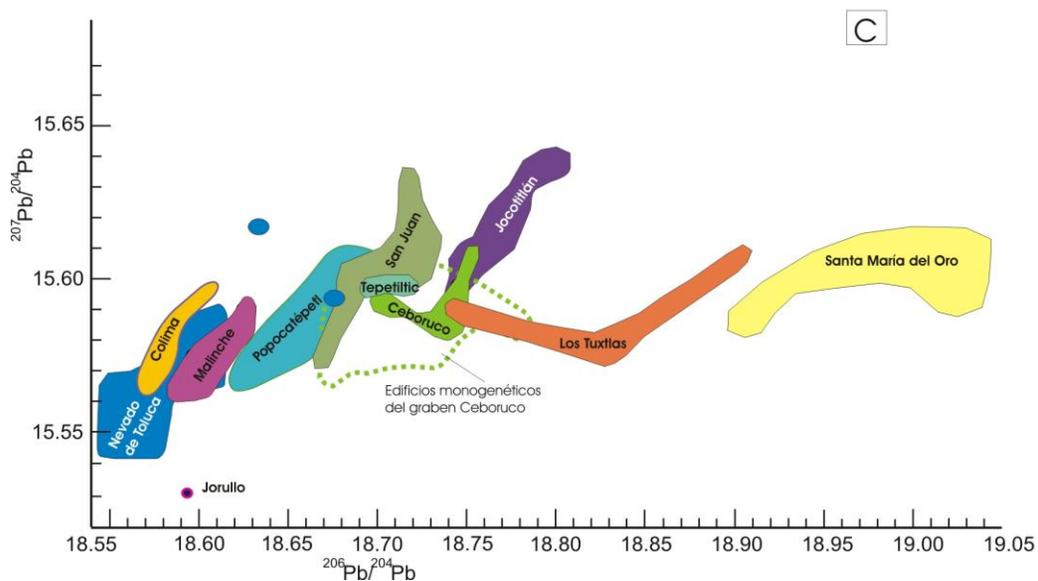
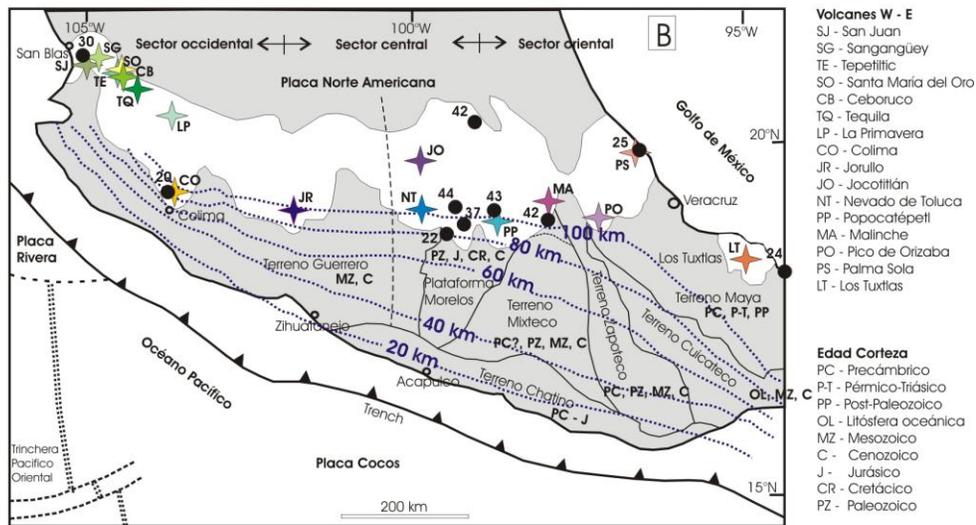
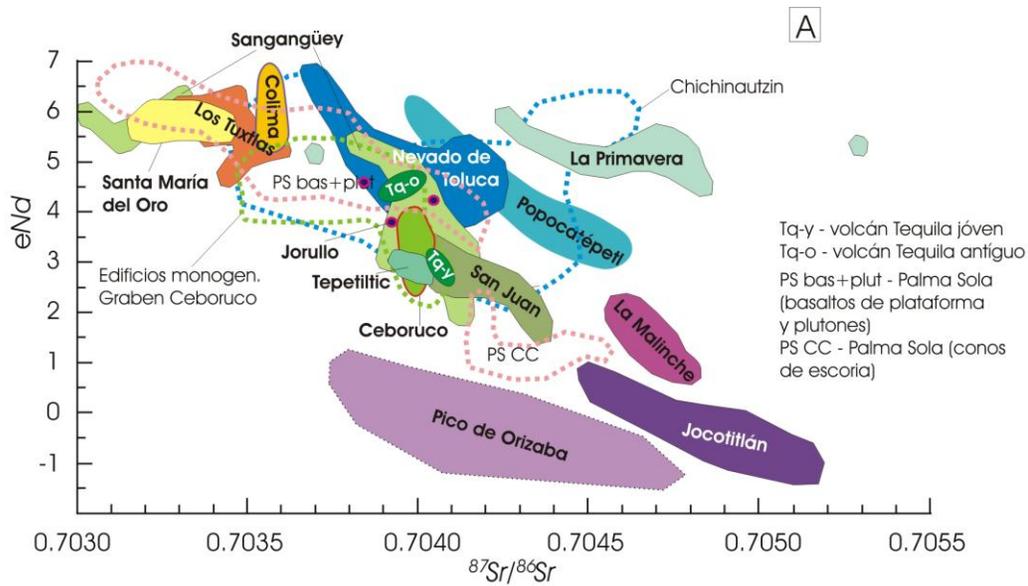


Figura 34. (A) Diagrama ϵNd vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con datos del Ceboruco (este trabajo y Petrone et al., 2003) y de otros estratovolcanes del CVM. (Sangangüey: Verma y Nelson, 1989; Santa María del Oro: Petrone et al., 2003; Los Tuxtlas: Verma, 2006; Colima: Valdéz-Moreno et al., 2006; Verma y Luhr, 1993; Nevado de Toluca: Martínez-Serrano et al., 2004; La Primavera: Mahood y Halliday, 1988; Popocatepetl: Schaaf et al., 2005; Tequila: Wallace y Carmichael, 1994; San Juan: Luhr, 2000; Jorullo: Verma y Hasenaka, 2004; Tepetiltic: Petrone et al., 2003; Verma y Nelson, 1989; La Malinche: Castro, 2007; Jocotitlán: Salinas, 2009, tesis de maestría en preparación; Pico de Orizaba: Schaaf y Carrasco, 2006 y campos monogenéticos del CVM (Graben Ceboruco: este trabajo y Petrone et al., 2003; Chichinautzin: Siebe et al., 2004; Meriggi et al., 2008; Palma Sola: Gómez-Tuena et al., 2003). (B) Localizaciones de los edificios volcánicos presentados en A y C en el CVM, así como indicaciones sobre edad y tipo de basamento (Ortega et al., 2008) y líneas de las iso-profundidades de las placas subducidas (Pardo y Suárez, 1995). Círculos negros indican grosores de la corteza continental (Espíndola-Castro, 2009). (C) Diagrama de Pb/Pb con datos del Ceboruco (este trabajo), así como de varios otros estratovolcanes y campos monogenéticos (referencias como en A).

Al observar el rango de los datos disponibles de ϵNd vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, se pueden distinguir 3 grupos de edificios volcánicos del CVM, los cuales difieren en el grado de modificación de las relaciones isotópicas originales. El primer grupo con los valores de ϵNd y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ menos modificados, incluye los volcanes de Colima, Los Tuxtlas, Santa María del Oro y también áreas con rocas alcalinas caracterizadas por la ocurrencia de volcanismo bimodal (por ejemplo Sangangüey y Tepetiltic y los basaltos de Palma Sola).

El segundo grupo, con valores intermedios, incluye la mayoría de los estratovolcanes del CVM: San Juan, Sangangüey, Ceboruco, Tepetiltic, Tequila y La Primavera en la parte occidental del CVM y Jorullo, Nevado de Toluca y Popocatepetl en la parte central.

El tercer grupo tiene los valores más modificados e incluye los volcanes Malinche, Jocotitlán y Pico de Orizaba de la parte central a oriental del CVM.

Estas agrupaciones aparentemente no siguen ningún patrón sistemático con respecto a su distancia con la Trinchera Meso-Americana. Sin embargo dos factores, que son el grosor de la corteza continental y la edad del basamento local, pueden explicar el grado de modificación de las relaciones isotópicas de Sr/Nd. Los volcanes La Malinche y Pico de Orizaba pertenecientes al tercer grupo de volcanes, residen ambos sobre basamento precámbrico (terrenos Maya y Zapotecos) y una corteza con espesores máximos (>40 km), lo que podría explicar la mayor modificación de sus relaciones isotópicas de Sr y Nd. Mientras tanto, el segundo grupo se localiza sobre el terreno Guerrero, que consiste mayoritariamente de secuencias sedimentarias y volcánicas más jóvenes del Mesozoico y Cenozoico (Ortega et al., 2008), aunado a espesores

de corteza continental considerables (entre 30 y >40 km). El Popocatépetl, en tanto, se encuentra sobre la Plataforma Morelos (Mesozoico) que representa una zona de límite ambiguo entre los terrenos Guerrero y Mixteco con un basamento inferior desconocido. Por su firma isotópica similar a la de otros volcanes del segundo grupo, se puede suponer que las condiciones son semejantes a las de los otros volcanes localizados sobre el terreno Guerrero. Además, en recientes estudios sismológicos (e.g. Espíndola-Castro, 2009) se descubrió que el grosor de la corteza es muy variable en la inmediata cercanía del Popocatépetl, con 43 km debajo de este volcán pero sólo 30 km a unos cuantos kilómetros al Norte hacia el Iztaccíhuatl. El primer grupo, que refleja la menor modificación de sus relaciones isotópicas de Sr y Nd originales, está restringido a zonas costeras o a grabens de moderada a extrema extensión cortical (corteza adelgazada).

Los valores isotópicos del caso anómalo Jocotitlán, localizado al N del CVM central, son algo difíciles de explicar. El basamento debajo del Jocotitlán por su ubicación podría pertenecer al terreno Guerrero, pero con un grosor de la corteza de alrededor de 40 km. Otra posibilidad para explicar sus valores tan modificados (ya que pertenece al grupo con los valores más altos) sería una situación geológica que implicase una extensión del terreno Maya o Zapoteco por debajo del CVM mucho más al W de lo que en la actualidad suponemos.

La agrupación de edificios volcánicos según sus relaciones isotópicas de Sr y Nd en correlación con el tipo de basamento, ha sido observada anteriormente en el arco magmático de Los Cascades (Hildreth, 2007).

Las relaciones isotópicas de Pb ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, Fig. 34) también forman agrupaciones bien definidas para cada estratovolcán y parecen correlacionar con su cercanía al océano así como con el tipo de basamento, pero también la distancia a la trinchera parece importar. Desafortunadamente, aún no existe la misma cantidad de análisis de isótopos de Pb (como por ejemplo de Sr) para los volcanes del CVM, que permita una evaluación más detallada.

II 3 CONCLUSIONES

Las lavas del Ceboruco son porfídicas y tienen mayoritariamente composiciones andesíticas a dacíticas con la siguiente asociación de minerales: $Pl + Opx + Ox \pm Cpx \pm Hbl \pm Bt \pm Ol$. Las rocas de los conos de escoria del área de estudio tienen composiciones de andesita basáltica a andesítica y muestran una paragénesis de $Pl + Ol + Cpx + Ox \pm Opx \pm (Bt)$. En las rocas de los domos silíceos de composiciones dacíticas a riolíticas dominan las asociaciones minerales de $Pl + Opx + Ox \pm Bt \pm Hbl (\pm Ol, K-fsp)$. Las observaciones petrográficas permiten suponer una formación de las rocas dominada por cristalización fraccionada con una cristalización temprana de olivino (+ cromita) y clinopiroxeno, que luego fueron parcialmente reabsorbidos y/o reemplazados por óxidos. Después cristalizaron plagioclasa y apatito, luego ortopiroxenos, hornblenda y biotita. La plagioclasa representa el mineral más abundante en todas las rocas que ocurren en el Graben Ceboruco. Varias generaciones de plagioclasas y también de piroxenos muestran estructuras de desequilibrio, que ocurren especialmente en las primeras generaciones, lo que sugiere una repetida inyección de magma más máfico en cámaras magmáticas someras en el caso del Ceboruco y edificios monogenéticos parasíticos. Las rocas de los demás conos de escoria en el area muestran sólo en raras ocasiones minerales de cristalización tardía (más allá del clinopiroxeno) y no parecen estacionarse por tiempo prolongado en cámaras magmáticas someras (ascenso del magma de manera más directa y rápida). Por ello, son también más primitivas con sólo ligeras modificaciones y reflejan más cercanamente la composición del magma original en esta zona.

Químicamente, todas las rocas volcánicas del graben Ceboruco corresponden a la serie calcalcalina. Además, todas las rocas muestran características típicas de volcanismo de arco continental como lo son sus patrones de fraccionamiento de las tierras raras y elementos incompatibles enriquecidos.

Al observar las distribuciones de elementos mayores, traza y relaciones isotópicas, se reconocieron 3 grupos de composiciones en la zona de estudio, que se caracterizan por valores iniciales diferentes (patrones paralelos en la mayoría de los diagramas Harker y en relaciones isotópicas de Sr-Nd-Pb). Estos tres grupos de composiciones están confinados a distintas localidades geográficas dentro del graben y comprenden el volcán Ceboruco y los edificios parasíticos, edificios monogenéticos al SE y edificios al NW del Ceboruco. El grupo Ixtlán al extremo E de la zona de estudio y el domo de obsidiana Pochetero presentan valores químicos anómalos. Este último, aunque reside en el flanco SE del Ceboruco, se caracteriza por la

ocurrencia de feldespatos potásicos y características químicas muy distintas de los demás edificios de la zona.

Las relaciones de Sr, Nd y Pb de los productos del Ceboruco y de los demás volcanes monogenéticos en la zona indican una formación de magmas a partir de un manto litosférico empobrecido. Estos magmas atravesaron una corteza de ca. 30 km de grosor, la cual es relativamente joven (terreno Guerrero) y por ello su probable asimilación no modificó considerablemente los valores isotópicos. En niveles superiores de la corteza, la influencia de rocas pertenecientes a la Sierra Madre Occidental no se puede evidenciar, mientras que una cierta contaminación por rocas pertenecientes al Bloque Jalisco parece probable. Debido a la ocurrencia de tres grupos de composiciones con valores iniciales ligeramente diferentes, se puede suponer que existen heterogeneidades en el manto superior donde se generan los magmas originalmente.

Al comparar los valores isotópicos del Ceboruco con los de otros estratovolcanes del CVM, se reconoció que el Ceboruco muestra valores similares a la mayoría de los volcanes del occidente (e.g. San Juan, Tepetitlic, Tequila) que residen sobre una corteza con un mismo tipo de basamento (terreno Guerrero) y que tiene además grosores comparables. De la misma manera se pueden distinguir otros 2 grupos de volcanes del CVM: Un grupo muestra valores isotópicos menos modificados (e.g. Colima), debido a que estos volcanes se encuentran en zonas extensionales con una corteza muy delgada y el otro grupo muestra valores más modificados (e.g. Malinche) debido a que los volcanes que lo conforman se encuentran sobre basamentos antiguos (terrenos con corteza precámbrica) y de considerable grosor. Esta sistemática variación de valores isotópicos que parece estar inmediatamente relacionada con el tipo de basamento, destaca junto con el hecho que cada estratovolcán del CVM tenga una firma isotópica específica y única.

Referencias

- Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., 2003. Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting. *Geology* 31(9), 773-776.
- Allan, J.F., 1986. Geology of Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 97, 473-485.
- Arce, J.L., Macías, J.L., Vázquez-Selem, L., 2003. The 10.5 KA Plinian eruption of Nevado de Toluca, Mexico: Stratigraphy and hazard implications. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 115 (2), 230-248.
- Balbuena, B. de, 1627. *El Bernardo*. Edited by Noe Jitrik (1988), Secretaría de Educación Pública, México D.F., 172 p.
- Banda, L., 1871. Breves noticias del Volcán del Ceboruco. *Boletín de la Sociedad de Geografía y Estadística de la República Mexicana, Segunda época, tomo III*, Imprenta del Gobierno en el Palacio de Mexico, 26-34.
- Bárcena, M., 1875. Geología dinámica: Los terremotos. En: Edición oficial., Informe y colección de artículos relativos a los fenómenos geológicos verificados en Jalisco en el presente año y en épocas anteriores. Tomo II, tipografía de S. Banda, Guadalajara, 354 p.
- Barrera, T., 1931. Zonas mineras de los estados de Jalisco y Nayarit. *Boletín del Instituto Geológico de México* 51, 5-46.
- Barrios de los Ríos, E., 1908. Paisajes del Occidente. Biblioteca Estarsiana, México, 194 p.
- Bell, B., 1971. Archaeology of Nayarit, Jalisco, and Colima. En: Wauchope, R., Ekholm, G.F., Bernal, I. (Eds.) *Handbook of Middle American Indians* 11, University of Texas Press, Austin, 694-753.

Browne, B.L., Gardner, J.E., 2004. The nature and timing of caldera collapse as indicated by accidental lithic fragments from the ~1000 A.D. eruption of Volcán Ceboruco, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 130, 93-105.

Browne, B.L., Gardner, J.E., 2005. Transport and deposition of pyroclastic material from the ~1000 AD caldera-forming eruption of Volcán Ceboruco, Nayarit, Mexico. *Bull. Volcanol.* 67, 469-489.

Caravantes, A., 1870. El Ceboruco. *La Naturaleza, Periódico Científico de la Sociedad Mexicana de Historia Natural*, Tomo 1, Imprenta de Ignacio Escalante, Mexico, 248-252.

Castro-Govea, R., 2007. Historia eruptiva del volcán Malinche y estudio del emplazamiento del flujo piroclástico Pilares Superior. Tesis doctoral, no publicada, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 158 p.

Castro-Govea, R., Siebe, C., 2007. Late Pleistocene-Holocene stratigraphy and radiocarbon dating of La Malinche volcano, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 162, 20-42.

Chertkoff, D.G., Gardner, J.E., 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.

Ciudad Real, A. de, 1976. *Tratado curioso y docto de las grandezas de la Nueva España*. Edited by J. Gurría Lacroix. Tomo II, segunda edición (first edition, Madrid, 1872), UNAM, México, 272 p (Vol. 1), 482 p (Vol. 2).

De Arregui, D.L. de, 1946. *Descripción de la Nueva Galicia*. Edited by J. Van Horne. Escuela de Estudios Hispano-Americanos, Sevilla, Spain, 161 p.

DeMets, C., Stein, S., 1990. Present-day kinematics of the Rivera Plate and implications for tectonics of southwestern Mexico. *J. Geophys. Res.* 95, 21931-21948.

DePaolo, D.J., Wasserburg G.J., 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns: *Geochim. Cosmochim. Acta.* 43, 615-627.

DeMets, C., Traylen, S., 2000. Motion of the Rivera Plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle. *Tectonophysics* 318, 119-159.

Elliot, T., 2003. Tracers of the Slab. En: *Inside the Subduction Factory*. American Geophysical Union Monograph 138, (ed. J. Eiler) AGU, Washington DC, 23-45.

Espíndola-Castro, V.H., 2009. Estudios de la estructura cortical bajo la red sísmológica nacional de banda ancha y características de propagación sísmica en el centro de México, tesis de doctorado en preparación, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM.

Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S., Castillo, D., Romero, F., 1994. Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco block. *Geofísica Internacional* 33, 139-151.

Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggeli, G., Petrone, C.M., Manetti, P., 2000. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 318, 161-185.

Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002. Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallón plate. *Tectonics* 21(4), 17-1/24.

Ferrari, L., Petrone, C.M., Francalanci, L., Tagami, T., Eguchi, M., Conticelli, S., Manetti, P., Venegas-Salgado, S., 2003. Geology of the San Pedro-Ceboruco Graben, western Trans-Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 20, 165-181.

Frey, M.H., Lange, R.A., Hall, C.M., Delgado-Granados, H., 2004. Magma eruption rates constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology and GIS for the Ceboruco-San Pedro volcanic field, western Mexico. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 116(3/4), 259-276.

Fuchs, C.W.C., 1871. Bericht über die vulkanischen Erscheinungen des Jahres 1870. En: Leonhard, K.C. von, and Bronn, H.G., *Notizen in Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie*. Stuttgart, Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 148-161.

García, S., 1875. Una visita al pueblo de S. Cristóbal., *Viaje al Ceboruco*. En: Edición oficial., Informe y colección de artículos relativos a los fenómenos geológicos verificados en Jalisco en el presente año y en épocas anteriores. Tomo II, tipografía de S. Banda, Guadalajara, 354 p.

Gardner, J.E., Tait, S., 2000. The caldera-forming eruption of Volcán Ceboruco, Mexico. *Bull. Volcanol.* 62, 20-33.

Gómez-Tuena, A., LaGatta, A.B., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Ortega-Gutiérrez, F., Carrasco-Núñez, G., 2003. Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Mantle sources, slab contributions and crustal contamination. *Geochemistry Geophysics Geosystems* (publicado por AGU y Geochemical Society), 4, 8, 1-33.

Gutiérrez-Contreras, S., 1979. El territorio del Estado de Nayarit a través de la historia. Talleres Linotipográficos "Vera", Guadalajara, Jalisco, 291 p.

Hildreth, W., 2007. Quaternary magmatism in the Cascades – geologic perspectives. USGS professional paper 1744, 136 p.

Iglesias, M., 1875. La exploración científica del Ceboruco. En Edición oficial., Informe y colección de artículos relativos a los fenómenos geológicos verificados en Jalisco en el presente año y en épocas anteriores. Tomo II, tipografía de S. Banda, Guadalajara, 354 p.

Iglesias, M., Bárcena, M., Matute, J.I., 1877. El Ceboruco. Anales del Ministerio de Fomento de México 1, 168-196.

Iglesias, A., Clayton, R. W., Pérez-Campos, X., Singh, S. K., Pacheco, J. F., García, D., Valdés-González, C., 2009. S-Wave velocity across Central Mexico using High Resolution Surface Wave Tomography. Artículo en revisión, J. Geophys. Res.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2005 censo, II. Censo de población y vivienda 2005, www.inegi.gob.mx

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. Can. J. Earth Sci., 8, 523-548.

Kunhardt, F., 1870. Der Vulkan Ceboruco in México. Petermann's Geographische Mitteilungen 16, 426-429.

Lacroix, A., 1904. La Montagne Pelée après ses éruptions. Paris, Masson, 662 p.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica system. J. Petrol., 27, 745-750.

López-González, P., 2002. El Ceboruco: Maravillas y Leyendas, Editorial Amate, Zapopan, Jalisco, Mexico, 70 p.

López-Portillo y Weber, J., 1980. La conquista de la Nueva Galicia. Consorcio Minero Benito Juárez-Peña Colorada, México, 385 p.

Luhr J.F., 1992. Slab-derived fluids and partial melting in subduction zones: insights from two contrasting Mexican volcanoes (Colima and Ceboruco), Journal of Volcanology and Geothermal Research, 54, 1-18.

Luhr, J.F., 2000. The geology and petrology of Volcán San Juan (Nayarit, Mexico) and the compositionally zoned Tepic Pumice. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 95, 109-156.

Luhr, J., Nelson, S., Allan, J., Carmichael, I., 1985. Active rifting in southwestern Mexico: manifestation of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology* 13, 54-57.

Mahood, G.A., Halliday, A.N., 1988. Generation of high-silica rhyolite: A Nd, Sr, and O isotopic study of Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic Belt. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 183-191.

Maldonado-Sánchez, G., Schaaf, P., 2003. Sr-Nd-Pb isotopes and geochemical data from the western Trans-Mexican Volcanic Belt: A case of study. Short Papers – IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, August 24th – 27th, Maria de Lourdes da Silva Rosa et al. (Organizers), Salvador: CBPM; IRD, ii-xxii-789p.

Martin, U., Németh, K., 2006. How Strombolian is a “Strombolian” scoria cone? Some irregularities in scoria cone architecture from the Transmexican Volcanic Belt, near Volcán Ceboruco, (Mexico) and Al Haruj (Lybia). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 155, 104-118.

Martínez- Serrano, R.G., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, M.S., Hernández-Treviño, T., Morales-Contreras, J.J. Macías, J.L., 2004. Sr, Nd and Pb isotope and geochemical data from the Quaternary volcanism of Nevado de Toluca volcano and Tenango Volcanic Field, Mexico: A source of recent adakitic magmatism? *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 138, 77-110.

McDowell, F.W., Wark, D.A., Aguirre-Díaz, G.J., 1990. The Tertiary ignimbrite flare-up in western Mexico. *Geol. Soc. Amer. Annual Meeting Abstracts with Programs* 22(3), 366.

Meriggi, L., Macías, J.L., Tommasini, S., Capra, L., Conticelli, S., 2008. Heterogeneous magmas of the Quaternary Sierra Chichinautzin Volcanic Field (central Mexico): the role of an amphibole-bearing mantle and magmatic evolution processes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 2, 197-216.

Moorbath, S., Thorpe, R.S., Gibson, I.L., 1978. Strontium isotope evidence for petrogenesis of Mexican andesites. *Nature*, 271, 437-438.

Mota y Escobar, A. de, 1966. Descripción geográfica de los Reinos de Nueva Galicia, Nueva Vizcaya y Nuevo León. Gobierno del Estado de Jalisco, Universidad de Guadalajara, Guadalajara, 130 p.

Mota-Padilla, M., 1973. Historia del Reino de Nueva Galicia en la América Septentrional. Instituto Nacional de Antropología e Historia, Guadalajara, 626 p.

Nelson, S.A., 1980. Geology and petrology of Volcán Ceboruco, Nayarit, Mexico. *Bull. Geol. Soc. Amer. Part II*, 91, 2290-2431.

Newhall, C.G., Self, S., 1982. The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *J. Geophys. Res.*, 87, C2, 1231-1238.

Nieto-Obregón, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Cabral-Cano, E., Guzmán de la Campa, A., 1992. Listric faulting and continental rifting in western Mexico – A paleomagnetic and structural study. *Tectonophysics* 208, 365-376.

Núñez-Cornú, F.J., Marta, R.L., Nava P., F.A., Reyes-Dávila, G., Suárez-Plascencia, C., 2002. Characteristics of seismicity in the coast and north of Jalisco Block, Mexico. *Phys. Earth Planet. Int.* 132, 141-155.

Ordóñez, M.E., 1896. Itinerarios geológicos. En: Aguilera J.G. (Ed.), *Bosquejo geológico de México*. Oficina Tipografía de la Secretaría de Fomento. 270 p.

Ordóñez, M.E., 1897. Les volcans Colima et Ceboruco. *Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate*, 19, 325-333.

Orendain, L., 1961. Cartografía de la Nueva Galicia. Banco Industrial de Jalisco, Guadalajara, 102 p.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Dávalos-Elizondo, M.G., 2008. On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 2, 346-364.

Palacio, R., 1877. Memoria de la comisión exploradora del volcán del Ceboruco. *Anales del Ministerio de Fomento de México* 1, 115-167.

Pardo, M., Suárez, G., 1993. Steep subduction of the Rivera plate beneath the Jalisco block in western Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 20(21), 2391-2394.

Pardo, M., Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 100(B7), 12357–12373.

Peña-Navarro, E., 1946. Estudio histórico del Estado de Nayarit: De la Conquista a la Independencia. Tepic, Nayarit, Gobierno del Estado de Nayarit, 336 p.

Peña-Navarro, E., 1956. Estudio histórico del Estado de Nayarit: De la Independencia a la erección del Estado. Tepic, Nayarit, Junta Auxiliar en Nayarit de la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística, 551 p.

Pérez-Campos, X., Kim, Y.H., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Manea, V.C., Gurnis, M., 2008. Horizontal subduction and truncation of the Cocos plate beneath Central Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L18303, doi:10.1029/2008GL035127.

Pérez-Verdía, L., 1951. Historia particular del Estado de Jalisco. 2nd ed. Tomo I, Guadalajara, 199 p.

Petrone, C.M., Tagami, T., Francalanci, L., Matsumura, A., Sudo, M., 2001. Volcanic system in the San Pedro-Ceboruco graben (Nayarit, Mexico) in the light of new K-Ar geochronological data. *Geochem. J.* 35, 77-88.

Petrone, C.M., Francalanci, L., Carlson, R.W., Ferrari, L., Conticelli, S., 2003. Unusual coexistence of subduction-related and intraplate-type magmatism: Sr, Nd and Pb isotope and trace element data from the magmatism of the San Pedro-Ceboruco graben (Nayarit, Mexico). *Chem. Geol.* 193, 1-24.

Petrone, C.M., Francalanci, L., Ferrari, L., Schaaf, P., Conticelli, S., 2006. The San-Pedro-Cerro Grande volcanic complex (Nayarit, Mexico): Inferences on volcanology and magma evolution. En: Siebe, C., Macías, J.L., Aguirre-Díaz, G.J. (Ed): Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from Mexico. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 402, 65-98.

Porter, S.C., 1972. Distribution, morphology, and size frequency of cinder cones on Mauna Kea Volcano, Hawaii. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 83, 3607-3612.

Razo-Zaragoza, J.L., 1988. Conquista hispánica de las provincias de los Tebles Chichimecas de la America Septentrional. Ed. Universidad de Guadalajara, 97 p.

Righter, K., Carmichael, I.S.E., Becker, T., Renne, P.R., 1995. Pliocene-Quaternary faulting and volcanism at the intersection of the Gulf of California and the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bull.* 107 (5), 612-627.

Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V.H., Urrutia-Fucugauchi, J., 1996. Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico. *Geology* 24(19), 921-924.

Rubinovich, R., Lozano, M., 1998. Ezequiel Ordóñez: Vida y obra (1867-1950). El Colegio Nacional, México, 315 p.

Salinas, S., 2009. Geología, petrología y geoquímica del volcán Jocotitlán, Estado de México, México. tesis de maestría en preparación, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM.

Schaaf, P., 1990. Isotopengeochemische Untersuchungen an granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes: Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco. Tesis doctoral, no publicado, Ludwig Maximilians Universität, München, Alemania, 202 p.

Schaaf, P., Carrasco, G., 2006. Crust-mantle interactions at Pico de Orizaba (Citlaltepetl) Volcano, Mexico. Abstract no. V11A-0553, AGU fall meeting.

Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence. *Tectonics* 14, 1339-1350.

Schaaf, P., Siebe, C., Stimac, J. and Macías, J.L., 2005. Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatépetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. *Journal of Petrology*, 46 (6), 1243-1282.

Siebe, C., Abrams, M., Obenholzner, J., 1996a. Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatépetl, Central Mexico: Past key to the future? *Geology* 24(5), 399-402, Geological Society of America, Boulder, Colorado.

Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Obenholzner, J., 1996b. La destrucción de Cacaxtla y Cholula: Un suceso en la historia eruptiva del Popocatépetl. *Revista Ciencias* 41, 36-45, Facultad de Ciencias, UNAM.

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.

Siebe, C., Macías, J.L., 2006. Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin volcanic field. En: Siebe, C., Macías, J.L., and Aguirre, G. (Eds.): Neogene-Quaternary continental margin volcanism: a perspective from Mexico. Geol. Soc. Am. Spec. Paper (402), Boulder, Colorado, 253-329.

Sieron, K., Siebe, C., 2008. Revised stratigraphy and eruption rates of Ceboruco volcano and surrounding monogenetic vents (Nayarit, Mexico) from historical documents and new radiocarbon dates. J. Volcanol. Geotherm. Res., 176, 241-264.

Smithsonian Institution, Global Volcanism Program, <http://www.volcano.si.edu/>

Stuiver, M., Reimer, P.J., 1986. A computer program for radiocarbon age calculation. Radiocarbon 28(2b), 1022-1030.

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications of mantle composition and processes. En: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc., Spec. Publ., 42, 313-346.

Tello, A. Fray, 1968. Crónica miscelánea de la Sancta Provincia de Xalisco. Exegesis A. Corona Ibarra. Libro segundo, Universidad de Guadalajara, INAH, Guadalajara, Vols. I, 374 p. y III, 507 p.

Thorpe, R.S., Francis, P.W., 1975. Volcan Ceboruco: A major composite volcano in the Mexican Volcanic Belt. Bull. Volcanol. 54, 201-213.

Trabulse, E., 1992. José María Velasco: Un paisaje de la ciencia en México. Inst. Mexiquense de Cultura, Toluca, México, (Printed in Singapur) 332 p.

Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruíz, J.H., 1996. Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. Int. Geol. Rev., 38, 176-194.

Valdéz-Moreno, G., 2006. Evolución geoquímica e isotópica del complejo volcánico de Colima. Tesis doctoral, no publicada, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 177 p.

Valdéz-Moreno, G., Schaaf, P., Macías, J.L., Kusakabe, M., 2006. New Sr-Nd-Pb-O isotope data for Colima volcano and evidence for the nature of the local basement. En: Siebe, C., Macías, J.L., Aguirre-Díaz (Eds.), Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from Mexico., Geol. Soc. Am., Special Paper, 402, 45-63.

Venegas, S., 1995. Resultados de la exploración geotérmica en el Volcán Ceboruco en el Estado de Nayarit, Mexico. *Geotermia* 11(2), 71-86.

Verma, S.P., 2006. Extension-related origin of magmas from a garnet-bearing source in the Los Tuxtlas volcanic field, Mexico. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, 95, 871-901.

Verma, S.P., Nelson, S.A., 1989. Isotopic and trace element constraints on the origin and evolution of alkaline and calc-alkaline magmas in the northwestern Mexican Volcanic Belt. *J. Geophys. Res.*, 94, B4, 4531-4544.

Verma, S.P., Luhr, J.F., 1993. Sr–Nd–Pb isotope and trace element geochemistry of calc-alkaline andesites from Volcán Colima, Mexico. *Geofiscia Internacional*, 32, 4, 617–631.

Verma, S.P., Hasenaka, T., 2004. Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element geochemical constraints for a veined-mantle source of magmas in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, west-central Mexican Volcanic Belt. *Geochem. J.*, 38, 43-65.

Waitz, P., 1920. “Nubes ardientes” observadas en las erupciones del Jorullo (1759), del Ceboruco (1870) y del Volcán de Colima (1913). *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate* 37, 267-313.

Wallace, P.J., Carmichael, I.S.E., 1994. Petrology of Volcán Tequila, Jalisco, Mexico: disequilibrium phenocryst assemblages and evolution of the subvolcanic magma system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 117, 345-361.

Wood, C.A., 1980. Morphometric analysis of cinder cone degradation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 8, 137-160.

Zepeda, G., Samaniega, F., Rodríguez, A., Huerta Bahena, M., Viart Muñoz, M., Becerril, R.E., Pérez Blas, D., Socorro de la Vega, D., 1993. Informes trimestrales del proyecto "Rescate arqueológico Autopista Ixtlán-Tepic, Nayarit, INAH, no publicado.