



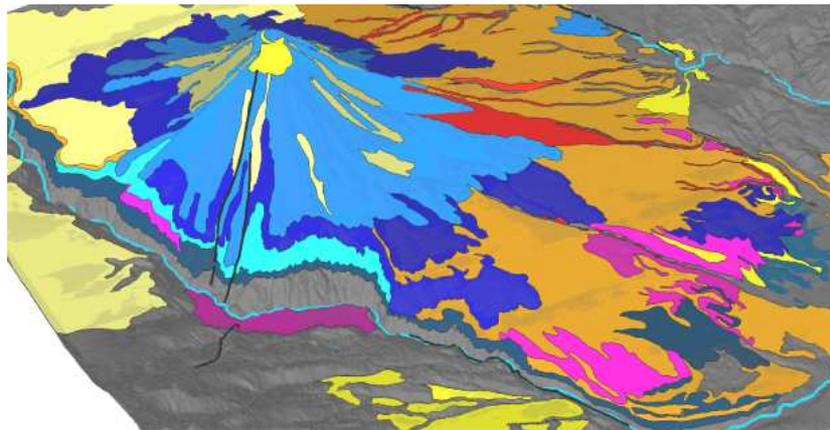
Master 2 SGT PREFALC
"CIENCIAS Y GESTION DE LATIERRA"
GEOLOGIA, RIESGOS Y GESTION DEL TERRITORIO Dynamique des
Systèmes Géologiques et Aléas

Investigación 2008

**CONTROL DE LA CORTEZA INFERIOR Y SUPERIOR EN
LA DIFERENCIACION DE LOS MAGMAS DEL VOLCÁN
MISTI: HERRAMIENTA PARA LOS ESTUDIOS DE RIESGO**

Por

CACYA Lourdes



Tutores: Mamani Mirian
Carlotto Victor



RESUMEN

El rol de la interacción del cambio cortical y la geometría del sistema de recarga en los magmas con afinidad calcoalcalina está bien ilustrado por la influencia de una corteza espesa (>65 km) infra yacente al volcán Misti. Los cambios en la afinidad petrológica se correlacionan con los periodos de edificación de los conos del volcán en los últimos 833 ka. Lo anterior está bien explicado por los cambios en el régimen de recarga de magma, el que quizás se deba a su incremento y a la erupción, lo que queda registrado en la transición de los magmas de bajo a alto contenido de FeO^*/MgO .

Las razones altas de la actividad de los isótopos ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} = 0.48$) en los eventos de lavas (100 a 50 ka) y flujos piroclásticos (50 a 30 ka) del cono superior del volcán Misti son concordantes con la interacción de alto contenido de U en la corteza superior. El exceso de Th en este edificio se correlaciona con las razones bajas de elementos de tierras raras pesadas (Sm/Yb y Dy/Yb). Todas estas características nos sugieren que el estancamiento de los magmas duró mucho más tiempo en la corteza superior (> 350 ka).

Contrariamente, las bajas razones de la actividad de isótopos ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} = 0.38$) de los flujos piroclásticos del edificio reciente (2 ka) están relacionados con la interacción del bajo contenido de U en la corteza inferior (Basamento Proterozoico de Arequipa). El bajo contenido de Th en este edificio reciente se correlaciona claramente con las razones altas de los elementos de tierras raras pesadas (Sm/Yb y Dy/Yb), lo cual nos sugiere que el fundido se generó en la corteza inferior, teniendo al granate como mineral residual.

En adición a todos los trabajos y modelos anteriormente realizados para explicar la fuente de los magmas de la Zona Volcánica de los Andes Centrales utilizando las variaciones en el contenido de las razones de FeO^*/MgO , ahora presento el caso de un volcán individual. En efecto, en el volcán Misti estas variaciones están moduladas por transiciones de sistemas o cámaras compartidos, por el tiempo de estancamiento y por la asimilación que se da a diferentes profundidades. El conocimiento de estos parámetros permiten entender los ciclos eruptivos y por lo tanto los escenarios para la construcción de los mapas de peligros.

SHALLOW AND DEEP CRUSTAL CONTROL ON MAGMA DIFFERENTIATION OF MISTI VOLCANO: TOOL FOR HAZARD STUDIES

ABSTRACT

The role of changing crustal interaction and plumbing system geometry in the magmas with calc-alkaline affinity are well illustrated by the influence of a thick crust (> 65 km) underlying the Misti volcano. The changes in the petrologic affinity are correlated with the building periods of the volcano cones in the last 833 ka. The previous statement is explained by the regime changes of magma recharge, which may be due by the increase and eruption, which is registered in the transition from low to high FeO*/MgO ratios in the magmas.

The high ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} = 0.48$) isotope activities ratios of the lava flows (100 to 50 ka) and pyroclastic flows (50 to 30 ka) of the upper cone of Misti volcano are concordant with the interaction of high U content in the upper crust. The Th excess of this cone is correlated with the low ratios in heavy rare earth elements (Sm/Yb and Dy/Yb). All this characteristics suggest that the magmas stagnation lasted much more time in the upper crust (> 350 ka).

Contrary, the low ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} = 0.38$) isotope activity ratios of the pyroclastic flows of the recent cone (2 ka) are related to the interaction of the low U content in the lower crust (Proterozoic basement of Arequipa). The low Th content of this cone is correlated clearly with the high ratios in heavy rare earth elements (Sm/Yb and Dy/Yb), which suggests that the melt has been generated in the upper crust with garnet as mineral residual.

In addition to previous works and models done to explain the magmas source for the Central Volcanic Zone of Andes using the variation of FeO*/MgO ratios, here I am presenting the case of an individual volcano. Indeed, on the Misti volcano the variations are modulated by transitions of a magma chamber or shared chamber systems, by stagnation time and different depths of assimilation. The knowledge of these parameters allows us to understand the eruptive cycles and therefore constructions of hazard map scenes.

CONTRÔLE DE LA CROUTE INFÉRIEURE ET SUPÉRIEURE DANS LA DIFFÉRENCIATION DES MAGMAS DU VOLCAN MISTI: AN OUTIL POUR L'ÉTUDES DES RISQUES

RESUMÉ

Le rôle de l'interaction du changement cortical et la géométrie du système de recharge dans les magmas avec affinité calco-alkaline on a bien illustré par l'influence d'une croûte épaisse (des > 65 kms) subjacent au volcan Misti. Les changements dans l'affinité pétrologique sont reliés avec les périodes de construction des cônes du volcan dans derniers 833 ka. Le précédent est bien expliqué par les changements dans le régime de recharge de magma, celui qui découle peut-être, de son augmentation et de l'éruption, ce qui reste enregistré dans la transition des magmas, de bas à haut contenu du FeO^*/MgO .

Les hautes raisons de l'activité des isotopes ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} = 0.48$) dans les événements de laves (100 à 50 ka) et des coulées pyroclastiques (50 à 30 ka) du cône supérieur du volcan Misti sont concordantes avec l'interaction de haut contenu d'U dans la croûte supérieure. L'excès de Th dans cet édifice est relié par les basses raisons des éléments de terres rares lourdes (Sm/Yb et Dy/Yb). Toutes ces caractéristiques ils nous suggèrent que l'étanchement des magmas durât beaucoup plus de temps dans la croûte supérieure (> 350 ka).

Contrairement, les basses raisons de l'activité des isotopes ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} = 0.38$) des coulées pyroclastiques de l'édifice récent (2 ka) sont relatives à l'interaction du bas contenu d'U dans la croûte inférieure (le substratum Protérozoïque d'Arequipa). Le bas contenu de Th dans cet édifice récent est clairement relié avec les hautes raisons des éléments de terres rares lourdes (Sm/Yb et Dy/Yb), ce qui nous suggère que le fondu fût généré dans la croûte inférieure, ayant au grenat comme minéral résiduel.

En addition à tous les travaux et les modèles antérieurement réalisés pour expliquer la source des magmas de la Zone Volcanique des Andes Centrales, en utilisant les changements dans le contenu des raisons de FeO^*/MgO , maintenant nous présentons le cas d'un volcan individuel. En effet, dans le volcan Misti ces changements sont modulés par des transitions de systèmes ou de chambres partagés, par le temps d'étanchement et par l'assimilation qui se rend à différentes profondeurs. La connaissance de ces paramètres ils permettent de comprendre les cycles éruptifs et pourtant les contextes pour la construction des cartes de dangers.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al programa regional de cooperación universitaria en red Francia - América latina - el Caribe “PREFALC”, y las fundaciones que hacen posible el desarrollo del máster internacional “Ciencias y Gestión de la Tierra”. Así como al director de la Maestría Dr. François Michaud por haberme dado la oportunidad de formar parte del grupo de estudiantes.

Un gran agradecimiento a la mis asesores la Dra. Mirian Mamani y el Dr. Victor Carlotto quienes dieron mucha atención y le pusieron interés a esta investigación.

También agradezco al INGEMMET porque me proporcionaron su información geoquímica para completar la base de datos y al personal de esta institución que colaboró para la elaboración de este proyecto de investigación.

Agradezco a mis queridos padres Irma Dueñas y Juan Cacya, mis hermanos Carmen, Maria, Irma, Olga y Juan que son mi motivo de superación y esta tesis está dedicada a ellos.

CONTENIDO

I. INTRODUCCION

- 1.1 Escenario Geológico y descripción vulcanológica general
- 1.2 La corteza espesa de la Zona Volcánica del Centro y su rol en determinar la química de los magmas.

II. DATOS

- 2.1 Evolución Volcánica y descripciones de Unidades
 - 2.1.1 *Edificio 1 (Mi 1):*
 - 2.1.2 *Edificio 2 (Mi 2):*
 - 2.1.3 *Edificio 3 (Mi 3):*
 - 2.1.4 *Edificio 4 (Mi 4):*
- 2.2 Muestras

III. RESULTADOS

- 3.1 Elementos mayores
 - 3.1.1 *Índice CA/TH*
- 3.2 Elementos traza e Isotopos
- 3.3 Datos de U-Th y comparación regional

IV. DISCUSIONES

- 4.1 Signaturas químicas de los procesos profundos
- 4.2 Efectos del Manto y Corteza Inferior en el desequilibrio de U-Th
- 4.3 Evolución de las cámaras magmáticas del sistema volcánico
- 4.4 Características probables del comportamiento eruptivo actual del volcán Misti

5 CONCLUSIONES

VI. BIBLIOGRAFIA

ANEXO: Base de datos de los análisis geoquímicos.

RELACION DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación del volcán Misti en la Zona Volcánica del Centro.

Figura 2. Variaciones Geoquímicas del Volcán Misti a lo largo de la Zona Volcánica del Centro tomado de Mamani et al., 2009.

Figura 3. Columna estratigráfica al sur oeste del Volcán, en la quebrada San Lázaro.

Figura 4. Columna estratigráfica de la quebrada Pastores.

Figura 5. Columna estratigráfica al Oeste del Volcán, en Alto Cayma.

Figura 6. Columna estratigráfica al sur oeste del Volcán, en el cerro Pacheco.

Figura 7. Mapa geológico del volcán Misti, edificios y sus eventos.

Figura 8. Columna estratigráfica del volcán Misti.

Figura 9. Edificios del volcán Misti y ubicación de muestras.

Figura 10: Clasificación de la serie calcoalcalina (después de Le Maitre 1989) en muestras del volcán Misti. Los óxidos están recalculados al 100 % sobre una base de volátiles libres y con todo el Fe así como el FeO.

Figura 11. Serie de diferenciación de los campos calcoalcalinos y toleíticos tomado de Miyashiro (1974) y los campos alto, medio y bajo tomado de Arculus (2003). Las líneas discontinuas indican índices uniformes de Calcoalcalino/Toleítico (CA/TH).

Figura 12: Variación química del contenido de SiO₂, concentración de Sr, razones ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y concentraciones de U y Th respecto a la edad de emplazamiento de los eventos volcánicos del Misti.

Figura 13. Diagrama de equilínea para los eventos de Mi3 y Mi4, corteza inferior y corteza superior.

Figura 14. Sm/Yb vs SiO₂. b) Dy/Yb vs SiO₂.

Figura 15. Principales estructuras de la placa de Nazca al frente del sur del Perú. Dirección de subducción de la fractura Nazca, que hace posible el incremento de fluidos en los magmas del volcán Misti. La velocidad de convergencia de la placa de nazca por Norabuena et al. (1998). Sismos registrados por la red mundial y relocalizados por Engdahl et al. [1998].

Figura 16. Diagrama de Sr/Y versus Sm/Yb

Figura 17. Evolución esquemática paso a paso del sistema magmático de la corteza superior del volcán Misti y sus expresiones superficiales como la construcción del edificio volcánico, a los intervalos de tiempo indicados.

I. INTRODUCCION

La corteza continental al ser infiltrada por los magmas en zonas de subducción modifica química e isotópicamente el fundido de acuerdo a su densidad y espesor. Evidencias de la interacción magma-corteza han sido reconocidas en los Andes del Sur (Hildreth and Moorbath, 1989) y Andes Centrales (Mamani et al., 2009). Donde la corteza es heterogénea, y los dominios individuales imparten su huella isotópica en magmas que atraviesan estas cortezas (Wörner et al., 1992; Mamani et al., 2009).

La estancación de los magmas o formación de reservorios que resulta de la modificación química, en profundidad ocurre quizás en dos zonas definidas: 1) a la base de la corteza (Hildreth & Moorbath, 1989 y Annen et al., 2006), y 2) a niveles someros en sistemas conectados que alimentan volcanes individuales. Dentro de este contexto el objetivo de este trabajo es discriminar los efectos de la asimilación profunda y somera, y mostrar como los magmas varían a través del tiempo.

La profundidad y el tiempo transcurrido desde la interacción magma-corteza están reflejados en elementos de tierras raras, en fracciones de los elementos de U-Th, resultando U-Th sistemáticamente en isotopos de ^{238}U - ^{230}Th . Estos elementos están fraccionados por granate, el cual es residual durante la asimilación cortical profunda y puede ser un líquido estable durante cristalización a alta presión (Macpherson et al., 2006). Se está de acuerdo, que el incremento de elementos de tierras raras, y la fraccionación de U-Th se correlaciona con el espesor de la litosfera continental (Hildreth & Moorbath, 1989; Kay et al., 1999), y Garrison et al. (2006) propuso la presencia de una corteza espesa como explicación para el exceso de ^{230}Th en magmas de arcos continentales, los cuales se relacionan con los excesos de ^{238}U que son predominantes en arco de islas (Turner et al., 2003).

Los isótopos de la serie de U rastrean el tiempo desde la fraccionación y han sido usados para demostrar casos de tránsitos rápidos desde la cuña mantélica hasta la superficie (Turner et al., 2001) y $>10^5$ a. de acumulación de magma antes de la diferenciación y erupción en arcos de isla (Jicha et al., 2005).

George et al. (2004) encontraron que la escala de tiempo de la evolución magmática era similar y corta en el sistema Akutan (tholeitic) y en el sistema Aniakchak (principalmente calco-alkalina) en el arco de Aleutianas, pero que la diferenciación fue más eficiente en sistemas calco-alkalinos.

Si los magmas ascienden a través de cortezas continentales más lentamente que en los arcos de isla (corteza oceánica) entonces el promedio de la densidad de la corteza continental es más baja, por lo tanto el entendimiento de cómo y dónde los magmas se estancan dentro de una columna cortical es incompleto.

El objetivo de este trabajo es, por un lado, distinguir las características químicas e isotópicas de U-Th que resultan primariamente a través de la interacción cortical profunda versus somera, y por otro lado estimar como el paso del magma ascendente y la tasa de recarga dentro del reservorio del magma somero cambia con el tiempo. Se toma provecho de las diferencias en ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) entre las rocas de la corteza inferior y superior para conocer la profundidad de interacción. Se interpreta el enriquecimiento variable de Fe con el cambio de profundidades de almacenamiento. En lugar de comparar volcanes a lo largo del segmento del arco como ya está hecho ampliamente (Mamani et al., 2008, 2009; Ruprecht et al., 2007; Kiebalá, 2008; Chang, 2007). Me enfoco en un solo volcán relativamente bien datado (Thouret et al., 2001) y donde se ha levantado al detalle columnas estratigráficas de los diferentes eventos de erupción, este volcán se encuentra sobre una corteza espesa (Mamani et al., 2009) las rocas emitidas de este volcán cambiaron de composición desde básica a ácida y ácida a básica durante

su historia. Nuevos análisis de elementos mayores y elementos traza, y datos isotópicos de Sr-, U-Th compilados de relevante bibliografía para las rocas del volcán Misti (Kieba, 2008; Mamani et al., 2008, 2009, INGEMMET datos no publicados) proporcionan datos de alta resolución de elementos de tierras raras, isotopos que están relacionados a la evolución del edificio volcánico, a la configuración cambiante de los reservorios magmáticos, y a la fuente de magma variable.

1.1 Escenario Geológico y descripción vulcanológica general

El volcán Misti es uno de los volcanes activos del Sur de Perú. La ciudad de Arequipa, la segunda más importante del Perú con cerca de 1 millón de habitantes, está localizada cerca su flanco sur. Este volcán tiene más de 800 mil años manifestando actividad de tipo efusivo, extrusivo y explosivo. Actualmente solo presenta baja actividad fumarólica y la actividad sísmica es relativamente estable, de acuerdo a los reportes del Global Volcanism Program del Smithsonian Institut.

El volcán Misti, es un estratocono con un volumen de 50km^3 ubicado en la Zona Volcánica del Centro (Figura 1) fue escogido para este estudio porque se localiza sobre una corteza continental proterozoica con $> 65\text{ Km}$ de espesor (Mamani et al., 2008), el cual maximiza la oportunidad para la interacción cortical. La variabilidad en la composición y edad del material cortical encontrado, evidencian las diferentes composiciones químicas e isotópicas de la corteza atravesada durante su trayectoria, donde se fueron grabando las huellas isotópicas en los magmas que dan lugar a eventos sucesivos del crecimiento del volcán. Además, el conocimiento detallado de la cronología de las erupciones del volcán Misti, mapeo intensivo a alta resolución de los flujos de lava, capas de ignimbritas individuales, y a través del muestreo de las mayores fases eruptivas hace posible conocer la evolución de los cambios de la química y textura en el tiempo.

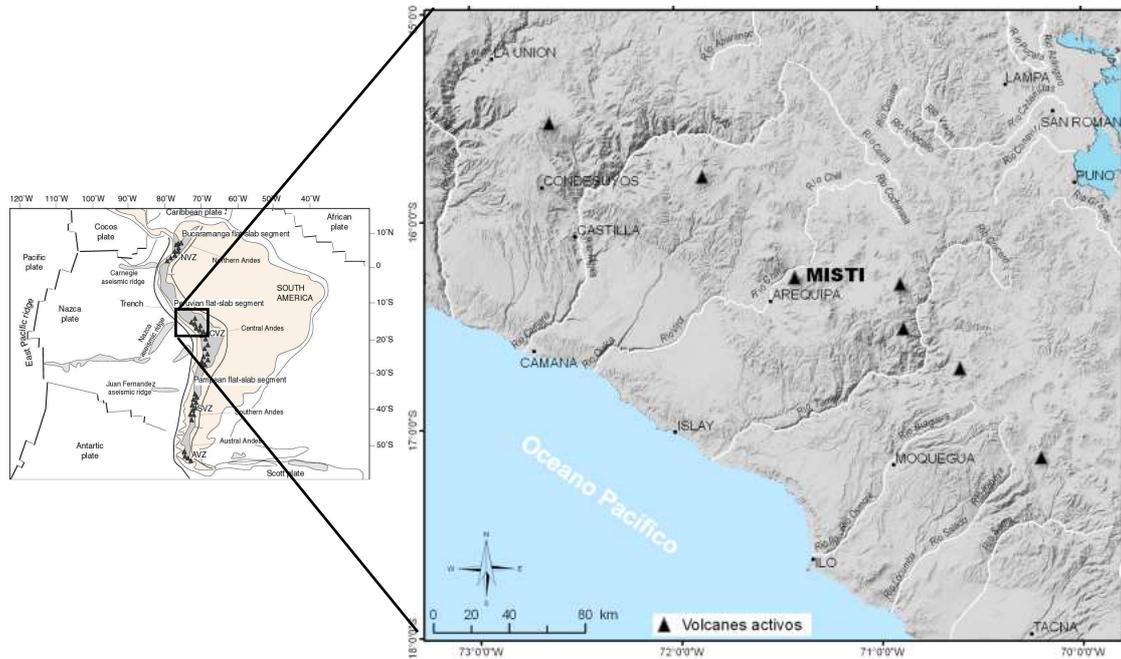


Figura 1. Ubicación del volcán Misti en la Zona Volcánica del Centro.

1.2 La corteza espesa de la Zona Volcanica del Centro y su rol en determinar la química de los magmas.

La presencia de una corteza espesa impone relaciones espaciales en los costados y profundidad sobre el material disponible a fundir de la cuña mantelica. La profundidad de la corteza oceanica subductada es similar a otros arcos, porque la altura de la cuña astenosférica es reducida a ~ 30 km (Allmendiger et al., 1997); parte de esta cuna no es suficientemente somera para estar en el campo de espinela-peridotita (Robinson & Word, 1998) como seria el caso en los arcos de isla, y por lo tanto cualquier fusion de cuña en la zona volcanica central de los Andes ocurrira en la presencia de granate. Las cortezas espesas también sugieren estabilidad de granate a los limites reológicos y densidades comprendiendo la base de la litosfera y corteza, respectivamente; se sugiere que la fusión parcial se da en la base de la corteza, y el fundido cristalizante empieza a mostrar evidencias de procesos de granate-residual (Lee et al., 2006).

La corteza de la Zona Volcánica de los Andes Centrales es composicionalmente diversa tanto vertical como lateralmente, sin embargo hay muy pocos afloramientos del basamento, por que los sedimentos y el material volcánico reciente cubre y evita la apreciación de la composición y estructura de la corteza superior-media-inferior. Las variaciones laterales han sido calibradas usando la composición isotópica de rocas volcánicas, los caules reflejan verticalmente la composición y edad integrada del basamento infrayacente (Mamani et al., 2008). El volcán Misti esta localizado dentro del dominio de la corteza de Arequipa, donde los magmas contaminados están caracterizados por isotopos de Pb no radiogenicos, valores bajos en eNd, y elevadas razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 2, Mamani et al., 2008). La correlación entre el modelo de estructura 3-D de densidad y los dominios químicos indica que la proporción de corteza inferior de composición máfica es relativamente mayor en comparación a corteza superior félsica por debajo del domino de Arequipa (Mamani et al., 2008).

Las variaciones verticales cerca al volcán Misti consisten en litologías desconocidas de la corteza inferior. La corteza media está identificada por algunos afloramientos del basamento metamórfico, volcánicos del Cenozoico, rocas volcanoclasticas, sedimentos originados de estos, y sus equivalentes intrusivos a profundidad. A continuación se hace una descripción de estas posibles unidades que infrayacen al volcán Misti.

El gneis Charcani (Proterozoico), aflora en el valle del rio Chili cerca de la segunda estación hidroelectrica de Charcani. Resultados de análisis radiométricos con isótopos de Rb/Sr dieron una edad de 1012 ± 52 Ma (James et al., 1976).

El Grupo Yura (Jurásico), aflora en los alrededores cercanos al volcán. Se reconocen las formaciones Puente, Cachíos, Labra, Gramadal y Hualhuani del Jurásico superior y Cretácico temprano alcanzando espesores entre 2,000 y 3,500 m que están conformados por una intercalación de Areniscas, lutitas, cuarcitas y calizas (Jenks, 1963 y Guevara, 1969).

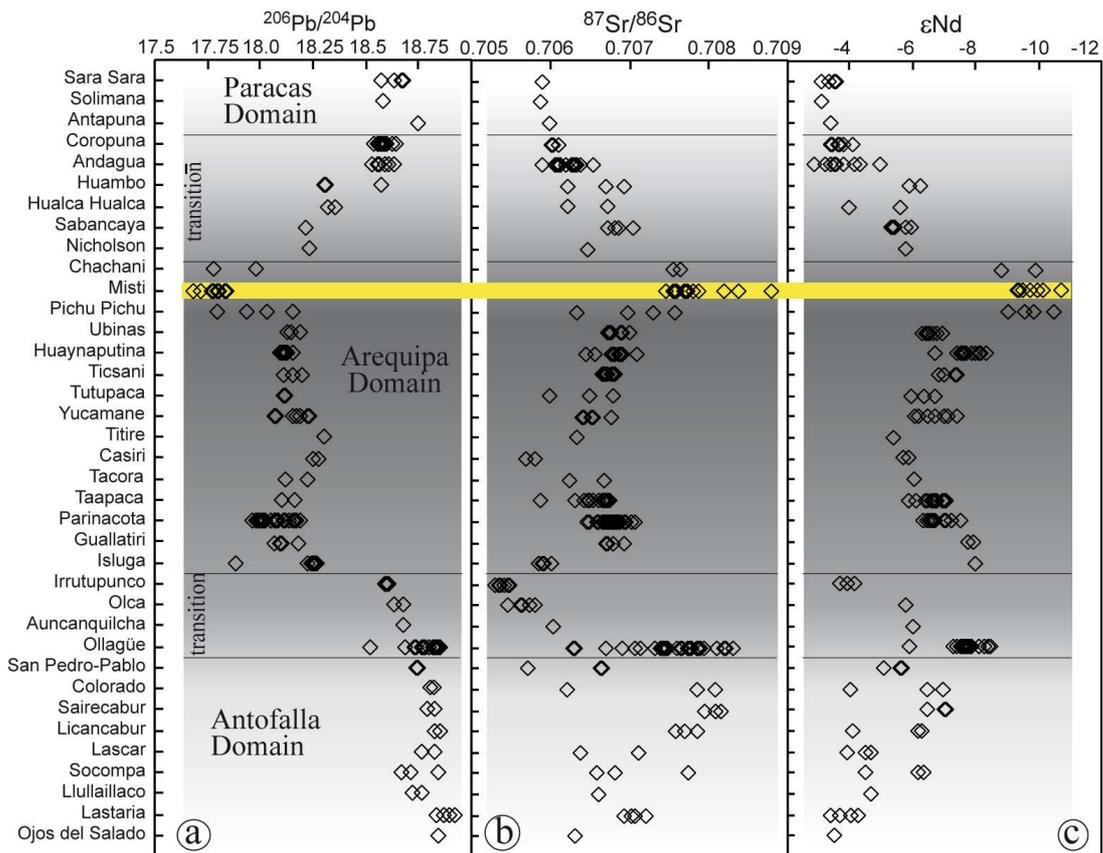


Figura 2. Variaciones Geoquímicas del Volcán Misti a lo largo de la Zona Volcánica del Centro tomado de Mamani et al., 2009.

La Formación Huaylillas (24 a 10 Ma), caracterizado por limolitas y arcillas blancas estratificadas que afloran limitadamente cerca al puente de Chiguata. También está presente una secuencia volcánica de lavas y coladas piroclásticas a la margen izquierda del río Andamayo. Posteriormente, al este del volcán Misti se emplazó un extenso paquete de lavas andesítica. Finalmente está presente una capa de más de 50 metros de espesor de ignimbrita rica en cristales denominada “Rio Chili”, datada en biotita por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 13.19 ± 0.09 Ma (Paquerau et al., 2005) y contiene plagioclasas, anfíboles, biotitas, cuarzo, y óxidos.

La Formación Barroso Inferior (10 a 3 Ma) está conformada por la capa de ignimbrita “La Joya“(en la base), la que presenta disyunción columnar, tiene un espesor mayor a 5 m, los minerales comunes son plagioclasas, sanidina, cuarzo, biotitas. Las dataciones por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidina indican 4.89 ± 0.02 y 1.78 ± 0.021 Ma (Paquerau et al, 2005). Sobreyaciendo a estas unidades de ignimbrita se emplazó el depósito de avalancha de escombros proveniente del complejo volcánico Pichupichu.

La Formación Barroso Superior (3 a 1 Ma) está representada por la ignimbrita “Aeropuerto de Arequipa” que presenta dos capas (blanco columnar y rosada masiva) con espesores mayores a 5 m, contiene minerales de plagioclasa, biotita, óxidos, cuarzo, sanidina; y tienen una edad de 1.65 ± 0.04 Ma. (Paquerau et al, 2005). Durante este tiempo se desarrolló el complejo volcánico Chachani que está compuesto por varios estratovolcanes y domos con secuencias lávicas de

composición química variable desde andesita basáltica a dacita, así como por depósitos volcanoclasticos que se ubica en la margen derecha del rio Chili.

Los eventos del volcan Misti son significativamente más viejos que la vida media del isotopo ^{230}Th y tienen un rango amplio en razones de U/Th, esto se traslada dentro de una larga extensión a lo largo de equilinea que distingue cada asimilante potencial. Los gneis y anfibolitas del Proterozoico tienen bajas razones de $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$ (Mamani et al., 2009) sugiriendo términos largos de reducción de las razones de U/Pb y U/Th. Estas razones bajas de U/Th corresponden a razones de actividad de equilibrio secular para ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$) y ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) son bajas (0.2) para el basamento del Sur de Perú (Mamani et al., 2009). Contrariamente las rocas volcánicas cenozoicas (por ejemplo las ignimbritas de La Formación Barroso Superior de 2 Ma) tienen razones de equilibrio secular de 1 (Chang, 2007). Esto debido a que la fuente inferida de las ignimbritas del Barroso Superior recicla los intrusivos solidificados equivalentes para los magmas del Misti.

II. DATOS

2.1 Evolución Volcánica y descripción de Unidades

El volcán Misti es un edificio de 2.5 km de alto, con 50 km^3 de volumen y se ha edificado sobre depósitos de los volcanes del Barroso superior e ignimbritas expulsadas por volcanes del arco Huaylillas.

Este volcán se ha construido durante 4 etapas (edificios), y cada una de ellas tuvo varios eventos. Los primeros eventos de cada edificio consisten en cuerpos de flujos de lava pobres en SiO_2 y los eventos consecutivos van haciéndose cada vez más ricos en SiO_2 , así como reduciendo la profundidad de su cámara magmática.

A continuación se hace una breve descripción de los edificios volcánicos para lo cual se han construido columnas estratigráficas, otras se han tomado de referencia, así como se presenta un mapa geológico que ha sido tomado y modificado de INGEMMET (Figs. 3 al 7)

2.1.1 Edificio 1 (Mi 1):

Mi 1-1 (Lava oeste)

Flujos de lava emplazados en el flanco oeste del volcán a lo largo del la margen izquierda del rio Chili. Son traquiandesitas afaníticas con 58.26 – 61.04 % de SiO_2 . Thouret et al. (2001) publica una edad de $833 \pm 6 \text{ Ka}$ en la muestra Mi 100 datado en roca total, aguas abajo del Rio Chili, cerca de Hidroeléctrica Charcani I (2,800 msnm) y llamó a este evento base del misti 1.

Mi 1-2 (Lava sur-oeste)

Flujos de lava emplazados el flanco sur-oeste del volcán cerca al distrito de Miraflores. Son andesitas porfíricas 62.20 – 62.38 % de SiO_2 . Es de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa, piroxenos y olivino.

Mi 1-3: (Volcanoclastos)

Secuencia de acumulación variada de piroclastos que se ven en el flanco oeste del volcán en aproximadamente 100 m de espesor.

Mi 1-4 Avalancha de escombros

Potentes depósitos (~50m) de colapso que han recorrido hasta 12 km del cráter, consiste en fragmentos mixtos de bloques de tamaño variable contenidos en matriz arenosa. Se encuentran formando colinas en el flanco sur y sur oeste del volcán.

2.1.2 Edificio 2 (Mi 2):

Mi 2-1 (Lavas del cono inferior)

Depósito de flujo de lava que aflora en los flancos entre 2,500 y 3,700 msnm, alrededor del cono volcánico, uno de sus afloramientos es el conocido cerro Pacheco, Son andesitas porfiriticas con 59.41 – 62.26 % de SiO₂. Thouret et al. (2001) publica una edad de 112 ± 6 Ka en la muestra Mi 50 datado en roca total, en la pared del rio Chili por el cerro Pacheco (3,350 msnm), al que denominó base del Misti 2.

Mi 2-2 (Lava en bloques)

Cuerpos de lava en bloques, cubierta por potentes flujos piroclasticos en la planicie sur oeste del cráter. Son traquiandesitas con 63.05 – 63.85 % de SiO₂.

2.1.3 Edificio 3 (Mi 3):

Mi 3-1 (Lavas del cono superior)

Flujos de lava que afloran alrededor del cono superior del edificio sobre los 4,000 msnm, formando claras estructuras de flujo. Son traquiandesitas con 58.85 – 61.65 % de SiO₂. Thouret et al. (2001) publica una edad roca total de 70 ± 3 ka, en la muestra Mi 115 situada a 4,400 msnm. Otra muestra (Mi 113) de esta unidad, situada a 4,000 msnm, fue datada por roca total en 98 ± 3 ka (Thouret et al., 2001).

Mi 3-2 (Flujos piroclásticos)

Es una secuencia de flujos piroclásticos de escoria, pómez y bloques, con intercalaciones de capas de caída de lapilli pómez. Están emplazados en todo el flanco inferior sur del volcán, que muestra una morfología plana de suave pendiente. Son andesitas y traquiandesitas con 59.15 – 63.72 % de SiO₂. Debido a la gran cantidad de depósitos de flujo piroclástico es que para este estudio se han agrupado por que están superpuestos, pero cabe resaltar que varios de estos depósitos provienen también del edificio Mi 4-1 producidos durante el emplazamiento las tefras.

Mi 3-3: (caídas piroclásticas)

Es un paquete capas de lapilli pómez compuesto de al menos tres depósitos de composición dacítica y riolítica con 65.44 – 74.37 % de SiO₂. En la parte inferior el depósito “fibroso 1” (plagioclasa - biotita), uno de sus afloramientos se encuentra al ingreso del poblado de Chiguata, tienen entre 33 – 34 ka (Thouret, et al, 2001).

En este grupo de también se encuentra el depósito “Sacaroides”, los pómez son de tamaño milimétrico, no presenta líticos y abundan los cristales de anfíbol, biotita y cuarzo, fue datado en 20 960 ± 370 años por Thouret et Al., (2001).

Sobre yaciendo a este depósito tenemos el llamado “fibroso 2”, muy parecido al depósito Fibroso 1 pero además de biotita y plagioclasa contiene anfíbol.

2.1.4 Edificio 4 (Mi 4):

Mi 4-1 (Tefras)

Secuencia de al menos 14 depósitos de caída piroclástica de lapilli pómez con intercalación de capas de ceniza emplazados entre 20 y 2 ka. Allí se encuentran los depósitos llamados Autopista, Sandwich, entre otros. Los pómez son andesitas y traquiandesitas con 58.75 – 63.35 % de SiO₂.

Mi 4-2 (Flujo piroclástico de pómez y ceniza)

Depósito de flujo piroclástico de la última erupción importante del volcán Misti, de edad de 2,050 – 2,300 años (Thouret, et al., 2001), afloran en las quebradas de los flancos hasta 13 km del cráter. Es característica de esta erupción las pómez con bandeamiento.

Mi 4-3 Ceniza Pachacutec: (H-Ce)

Es una capa de ceniza oscura que cubre gran parte del flanco norte del volcán.

m	DEPÓSITOS	DESCRIPCIÓN
0.7		Lahar con cerámicos.
0.8 a 1.0		Lahar (2ka)
5.0		FPPC (2 ka).
0.10		Lapilli pómez (2 ka).
0.20		Lapilli pómez blanco.
3.0 a 5.0		Secuencia de lahares.
5.0		FPPC rosado.
0.20		Lapilli pómez.
0.25		Ceniza gris.
> 6.0		FPBC rosado claro, bloques > 30 cm concentrados en la base.
> 2.0		FPBC gris, > 30 cm.
15.0		FPEC rico en líticos (Colegio Militar).

Figura 3: Columna estratigráfica al sur oeste del Volcán, en la quebrada San Lázaro. (FPPC Flujo Piroclástico de Pómez y Ceniza, FPBC Flujo Piroclástico de Bloques y Ceniza, FPEC Flujo Piroclástico de Escoria y Ceniza).

m	DEPÓSITO	DESCRIPCIÓN
79.25m		Suelo.
79.15		Lapilli pómez (2 ka).
79.00		Ceniza gris.
78.50		Ceniza amarillenta con presencia líticos en la base.
77.70		FPEC.
77.35		FPBC color gris amarillenta.
76.55		Ceniza removida color gris amarillenta.
76.05		Lapilli pomez oxidado > 3 cm. con algunos líticos frescos >3 cm.
75.85		Ceniza removida con lapilli pomez alterado.
75.60		FPBC, bloques >40 cm.
72.60		Lapilli pómez blanquesino, con líticos frescos en la parte superior
72.20		Secuencia de Surge III y lapilli pómez.
71.95		Caída de lapilli pómez.
71.55		FPBC, los fragmentos grandes se concentran en el tope > 50 cm.
69.55		FPBC, fragmentos dispersos y con gradación inversa.
68.05		FPBC, fragmentos mas grandes en el techo. La matriz es rojiza.
63.80		Surge II.
63.65		FPPC. pómez bastante vesiculados, con anf, plg
60.15		Lapilli pómez, líticos oxidados concentrados en la parte superior.
59.15		FPPC con líticos concentrados en los primeros 40 cm.
56.65		Surge I: Laminación cruzada de ceniza blanquesina
56.40		Lapilli blanquesino, con gradación inversa, pómez fibroso con bt. Concentración de líticos frescos y alterados en la base.
54.75		Secuencia de caídas de escoria (Chachani ?) intercalado con capas de ceniza
51.00		Lava oscura de grano fino.
50.00		Flujo de lava.
30.00		Flujo de lava.
0.00 m		Flujo de lava.

Figura 4: Columna estratigráfica de la quebrada Pastores.

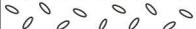
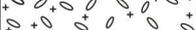
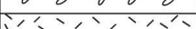
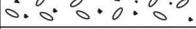
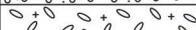
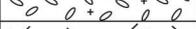
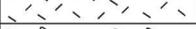
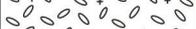
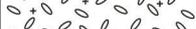
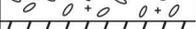
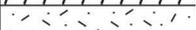
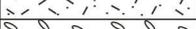
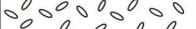
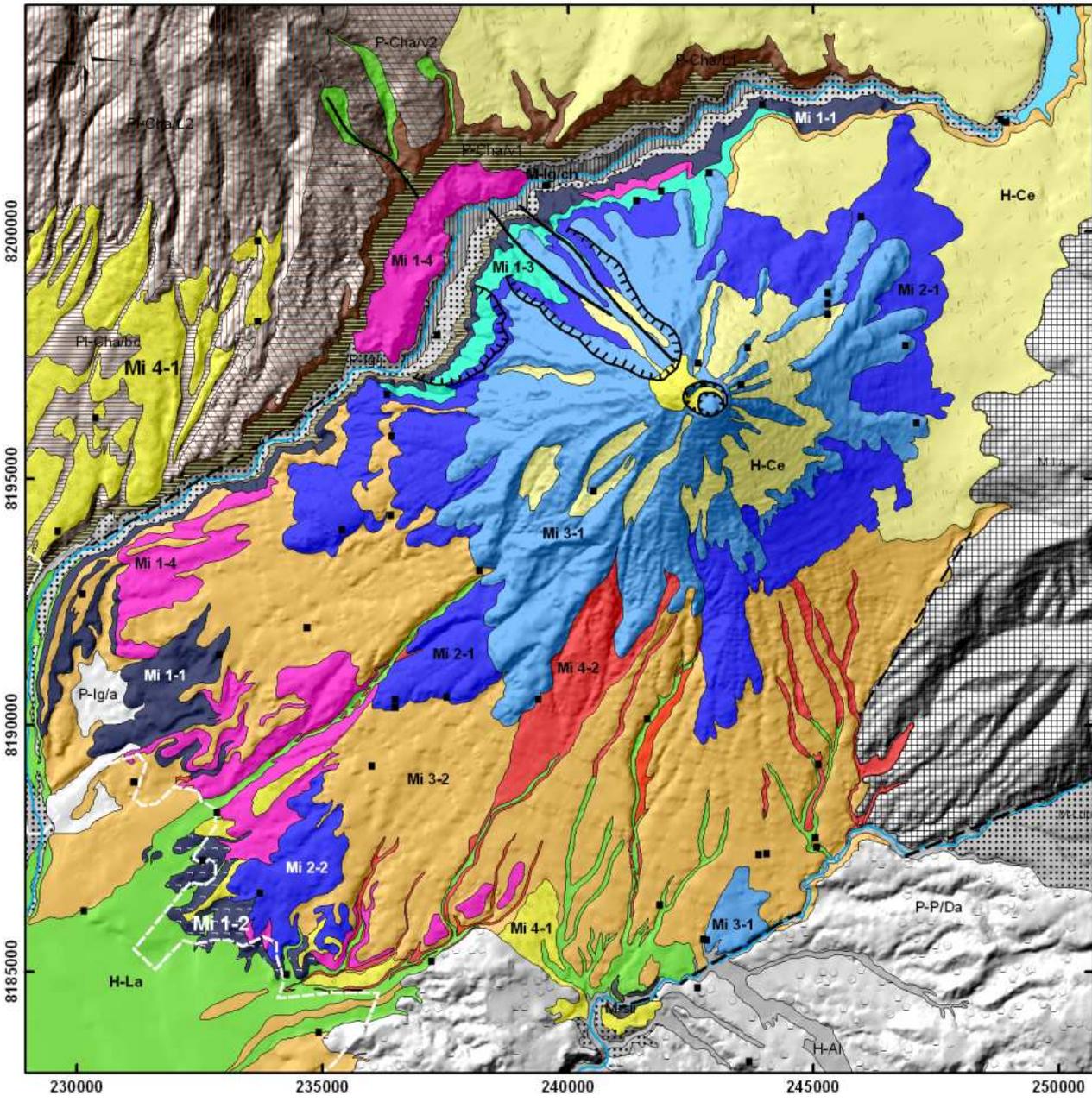
m	DEPÓSITOS	DESCRIPCIÓN
		Suelo.
		Ceniza del volcán Haynaputina (1,600 D.C.)
		Paleosuelo
		Ceniza " Pachacutec ".
		Paleosuelo.
0.15 a 0.25		Caída de pómez (2 ka).
0.20 a 0.30		Ceniza removida
3.00		Lahar
0.18 a 1.00		Lapilli pómez " Autopista ".
0.10		Ceniza gris claro.
0.35		Lapilli pómez " Blanco ". plg, px anf.
0.25		Ceniza removida.
0.25 a 0.30		Lapilli pómez " Fibrosoll " plg, bt,anf.
0.20		Caída de ceniza color gris oscuro
0.40 a 0.75		Lapilli " Sacaroso ".plg, anf, bt.
		Paleosuelo
0.40 a 0.50		Ceniza removida
0.40 a 0.60		Lapilli pómez " Fibroso I ". bt, plg.
0.20		Caída de ceniza.
10.00		FPBC
1.00		Lahar
9.00		FPBC del volcán Chachani.
> 4.00		Ignimbrita rosada

Figura 5: Columna estratigráfica al Oeste del Volcán, en Alto Cayma.

m	DEPÓSITOS	DESCRIPCIÓN
0.15 a 0.08		Ceniza del volcán Huaynaputina (1,600 D.C).
0.10		Ceniza " Pachacutec "
0.25 a 0.35		Lapilli pómez (2 ka)
1.70		Material removido
0.10		Lapilli pómez gris rico en líticos,plg, anf.
0.60		Ceniza gris, banda negra de 10 cm en el techo.
0.20		Lapilli pómez amarillo, plg anf.
0.50		Ceniza removida.
0.50 a 0.70		Caída de pómez escoriáceo " Sandwich ".
0.25		Ceniza removida
0.10 a 0.30		Escoria bastante vesiculada, plg y anf.
0.05		Ceniza removida
0.15		Lapilli pómez blanco.
0.15		Ceniza removida
0.15		Paleosuelo
0.30 a 0.50		Caída de pómez " Autopista "
0.60		Ceniza removida
0.10		Caída de pómez color amarillo, anf, plg.
0.20		Ceniza removida
0.50		Lapilli pómez, anf, plg. Pobre en líticos.
0.25		Ceniza removida
0.70		Lapilli pómez, plg, anf. Líticos en la mitad inferior.
0.15		Ceniza removida
> 5.00		FPPC rico en líticos. Líticos lávicos algo escoriáceos.
100.00		Flujo de lava (112 ka)

Figura 6: Columna estratigráfica al sur oeste del Volcán, en el cerro Pacheco.

MAPA GEOLOGICO DEL VOLCAN MISTI



Edad	Arco Edificio	Eventos	Conos	% SiO ₂
HOLOCENO	Arco actual	MISTI 4	Cono reciente	58.75 - 63.35
		MISTI 3	Cono sup.	58.85 - 74.37
PLEISTOCENO	Arco actual	MISTI 2	Cono inf.	59.41 - 63.85
		MISTI 1	Estrat. antiguo	58.26 - 62.72
PLIO	Barroso superior	Complejo Chachani		
		Complejo Huayllas		
MIOCENO				

Edad	Evento	Descripción
HOLOCENO	H-La	Lahares
HOLOCENO	H-AI	Aluvial
HOLOCENO	H-Ce	Ceniza
HOLOCENO	Mi 4-2	FPPC
HOLOCENO	Mi 4-1	Tefra
HOLOCENO	Mi 3-2	Flujos piroclásticos
HOLOCENO	Mi 3-1	Lava
HOLOCENO	Mi 2-1	Lava
HOLOCENO	Mi 1-4	Avch. de escombros
HOLOCENO	Mi 1-3	Volcanodastos
HOLOCENO	Mi 1-2	Lava suroeste
HOLOCENO	Mi 1-1	Lava oeste
PLEISTOCENO	PI-Cha/bc	FPBC
PLEISTOCENO	PI-Cha/L2	Coladas de lava
PLEISTOCENO	P-Cha/v2	Volcanodastos
PLEISTOCENO	P-Cha/L1	Coladas de lava
PLEISTOCENO	P-Cha/v1	Volcanodastos
PLEISTOCENO	P-P/Da	Avch. de escombros
PLEISTOCENO	P-Ig/a	Ignimbrita "Aeropuerto"
PLEISTOCENO	P-Ig/b	Ignimbrita "La Joya"
PLEISTOCENO	M-Ig/ch	Ignimbrita "Rio Chili"
PLEISTOCENO	M-La	Coladas de lava
PLEISTOCENO	M-Li	Lavas y piroclastos
PLEISTOCENO	M-sli	Limolitas y arcillas

Ciudad de Arequipa
 Muestras

Figura 7: Mapa geológico del volcán Misti, edificios y sus eventos.

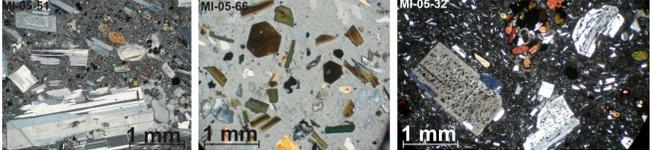
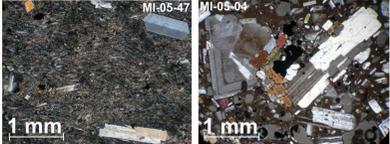
EDAD	ARCO	EDIFICIO	EVENTOS	DESCRIPCION	MUESTRAS	SECCION DELGADA
EOCENO	Arco actual	ESTRATOVOLCAN MISTI	Misti 4	<p>2060 ± 40 a</p> <p>Ceniza gris de caída (siglo XV) Coladas de pómez y ceniza (2 ka)</p> <p>Secuencia de capas de lapilli pómez, y ceniza de caída (<20 ka). Autopista, sandwich, otros</p>	<p>MIS-02-06</p> <p>MI-05-64, MIS-00-15, MIS-00-16, MIS-02-07, MIS-02-13_3, MIS-99-05,</p>	
			Misti 3	<p>20960 ± 380 a 33900 ± 3200 a</p> <p>Secuencia de lapilli pómez de caída. Fibroso 1, sacaroide, fibroso 2 (20 - 30 ka)</p> <p>Secuencia de coladas de bloques, escoria y pómez con ceniza (<40ka)</p> <p>70 ± 3 a</p> <p>98 ± 3 a</p> <p>Lava del cono superior</p>	<p>MI-05-62, MI-05-66, MI-05-75, MI-05-79, MI-05-85, MI-05-89, MIS_02_02ch, MIS-02-10_1, MIS-02-10_2</p> <p>El Misti FLOW 2, El Misti FLOW1, MI-05-108, MI-05-114, MI-05-115, MI-05-116, MI-05-117, MI-05-25, MI-05-31, MI-05-51, MI-05-54, MI-05-56, MI-05-69, MI-05-71, MI-05-84, MI-05-88, MI-05-97, MI-05-98, MIS-00-20, MIS-02-01, MIS-02-02, MIS-02-03, MIS-02-04, MIS-02-04 a, b, MIS-02-04a, MIS-02-05, MIS-02-07, MIS-02-09, MIS-02-10 a, MIS-02-10 b, MIS-02-10 c, MIS-02-10 d, MIS-02-104, MIS-02-116, MIS-02-117, MIS-99-04, MIS-99-10A, MIS-99-10A (mafic), MIS-99-10A, MIS-99-10B, MIS-99-10B (dacitic)</p> <p>MI-05-110, MI-05-121, MI-05-122, MI-05-123, MI-05-129, MI-05-139, MI-05-145, MI-05-146, MI-05-148, MIS-02-08, MIS-02-103, MIS-02-106, MIS-02-11_1, MIS-02-113, MIS-02-12_2</p>	
			Misti 2	<p>112 ± 6 ka</p> <p>Lava en bloques</p> <p>Lava del cono inferior</p>	<p>MI-05-47, MIS-02-05</p> <p>MI-05-15, MI-05-18, MI-05-22, MI-05-24, MI-05-32, MI-05-45, MIS-00-14, MIS-02-101</p>	
			Misti 1	<p>Avalancha de escombros</p> <p>Secuencia volcanoclastica del flanco oeste</p> <p>Coladas de lava del estratocono antiguo (oeste)</p> <p>Coladas de lava del estratocono antiguo (sur oeste)</p> <p>833 ± 6 ka</p>	<p>MI-05-03, MI-05-04, MI-05-19</p> <p>MIS-02-118, MIS-02-102, MIS-02-107, MIS-02-109 plug, MIS-02-111</p>	
PLEISTOCENO	Barroso superior	COMPLEJO VOL. Chachani	<p>Coladas de bloques y ceniza</p> <p>Coladas de lava andesítica</p> <p>Secuencia volcanoclastica y depósitos de caída de tefras</p> <p>Coladas de lava andesítica</p> <p>Depósitos volcanoclasticos</p>			
PLIO			<p>2.42 - 1,64 Ma</p> <p>4.88 Ma</p> <p>13.19 Ma</p> <p>Avalancha de escombros del volcán Pichu Puchu</p> <p>Ignimbrita "Aeropuerto" (2,42 a 1,64 Ma)</p> <p>Ignimbrita "La Joya" (4.88 Ma)</p> <p>Ignimbrita "Río Chili" (13.19 Ma)</p>			
MIOCENO			<p>Huayllillas</p> <p>Lavas andesíticas</p> <p>Lavas y depósitos de coladas piroclásticas alteradas</p> <p>Secuencias de limolitas y arcillas blancas estratificadas</p>			

Figura 8. Columna estratigráfica del volcán Misti.

III. RESULTADOS

A continuación se muestran los diagramas que resultan de los análisis. Estos han sido correlacionados con los edificios del volcán Misti.

3.1 Elementos mayores

Según el diagrama TAS (Figura 10) se nota que las lavas del evento Mi 1-1 son andesitas y traquiandesitas, Mi1-2 recae sobre el campo de andesitas.

En el edificio 2, las lavas del evento Mi2-1 corresponden a andesitas, los cuerpos lávicos del evento Mi2-2 son traquiandesitas con tendencia alcalina.

En el edificio 3, el evento de flujo de lava Mi3-1 es de composición andesítica y traquiandesítica. Los piroclastos del Mi3-2 están dispersos también en el campo de andesita y traquiandesita. Las tefras del Mi 3-3 son dacitas y riolitas.

El edificio 4, en su evento Mi 4-1 de tefras tienen principalmente composición traquiandesítica, y el Mi 4-2 que corresponde a la última erupción importante se centra en andesita (Figura 9).

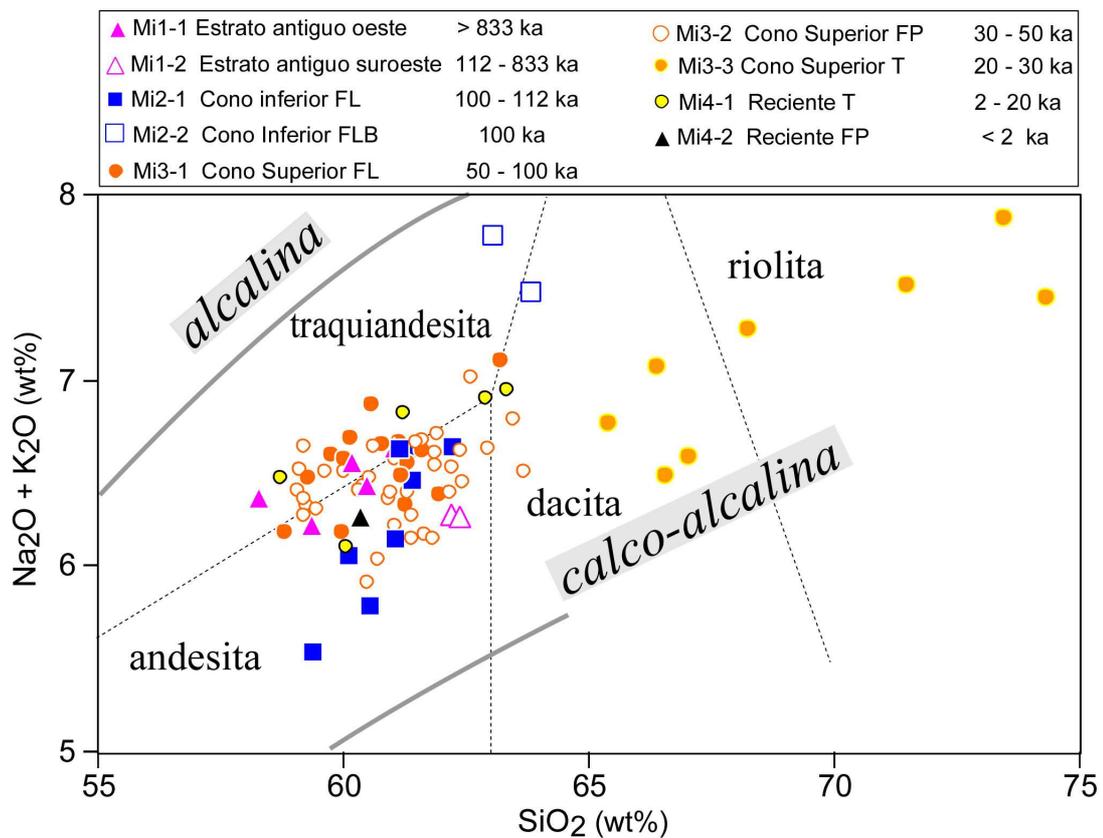


Figura 10: Clasificación de la serie calcoalcalina (después de Le Maitre 1989) en muestras del volcán Misti. Los óxidos están recalculados al 100 % sobre una base de volátiles libres y con todo el Fe así como el FeO.

3.1.1 Índice CA/TH

Todos los magmas del volcán Misti son calcoalcalinos, pero su grado de enriquecimiento de Fe respecto a la sílice indica que algunas muestras de flujos piroclásticos del evento M3-2 del pie de los flancos suroeste del volcán tienen concentración media (Figura 11).

Estos magmas, también presentan una razón baja a media de Fe/MgO, siendo las lavas del evento Mi 2-1 las de tendencia intermedia. El edificio Mi1 se mantiene entre 1.2 y 1.4, Mi2 entre 1.2 y 1.6, Mi3 está bastante disperso dentro del campo de contenido intermedio de Fe Entre 1 y 1.8, finalmente el edificio Mi4 se ubica entre 1.4 y 1.6.

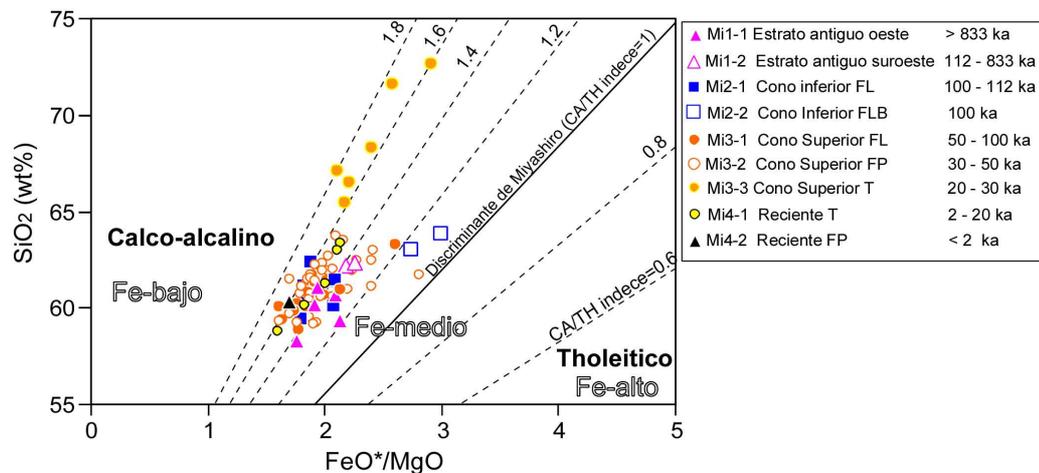


Figura 11. Serie de diferenciación de los campos calcoalcalinos y toleíticos tomado de Miyashiro (1974) y los campos alto, medio y bajo tomado de Arculus (2003). Las líneas discontinuas indican índices uniformes de Calcoalcalino/Toleítico (CA/TH).

3.2 Elementos traza e Isotopos

Todas las unidades comenzaron con una composición andesítica baja variando a través del tiempo hasta 65%. Pero la unidad 3 alcanzó el 75% de SiO₂. (Figura 12a). Esta relación se asemeja al caso de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr con valores entre 0.707 a 0.709 donde también se muestra las tefras de la unidad 3-3 con los valores mayores (Figura 12c).

El Sr es el elemento que más evidencia la evolución de las unidades, donde los magmas de cámara más profunda contienen mayor contenido de Sr. Así mismo se puede notar que los primeros eventos de cada edificio presentan mayor Sr este valor va bajando a medida que se desarrollan los eventos posteriores (Figura 12b) esta razón es inversa para el caso del U (Figura 12d), evidenciando mayor contenido de U en ignimbritas y menos en lavas.

En cuanto Th se nota que todas las muestras se concentran valores de 2 a 5 excepto las lavas del evento Mi 1-1 que su contenido es alto (entre 7 y 9).

En general la razón de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ha venido incrementándose desde el edificio Mi1 hasta el Mi4, con una alteración en la secuencia del grupo de eventos del edificio Mi3.

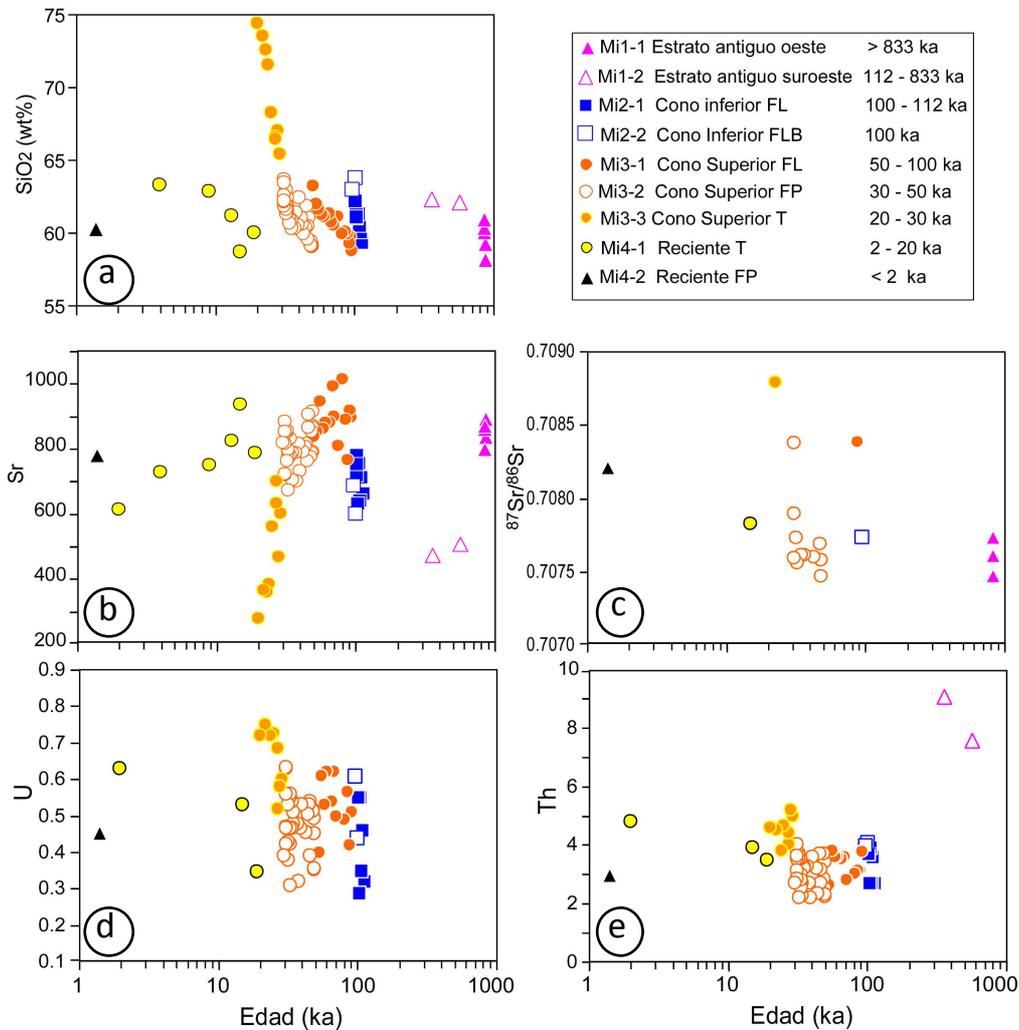


Figura 12: Variación química del contenido de SiO_2 , concentración de Sr, razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y concentraciones de U y Th respecto a la edad de emplazamiento de los eventos volcánicos del Misti.

Estas variaciones en SiO_2 e isotopos se deben a los procesos de diferenciación magmática y a la cristalización fraccionada.

3.3 Datos de U-Th y comparación regional

Solo contamos con datos de U-Th para las erupciones menores a 100 ka, esta edad es más corta que la vida media del isotopo de ^{230}Th . Sobre un diagrama de equilinea, la data de U-Th esta debajo de la equilinea, las muestras de Mi3 tienen exceso de U y bajo ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$), mientras que las muestra de Mi4 tienen bajo U y

alto ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$). Este rango de variaciones en U-Th encaja dentro de la corteza inferior y corteza superior y fluidos ricos en U (Figura 13).

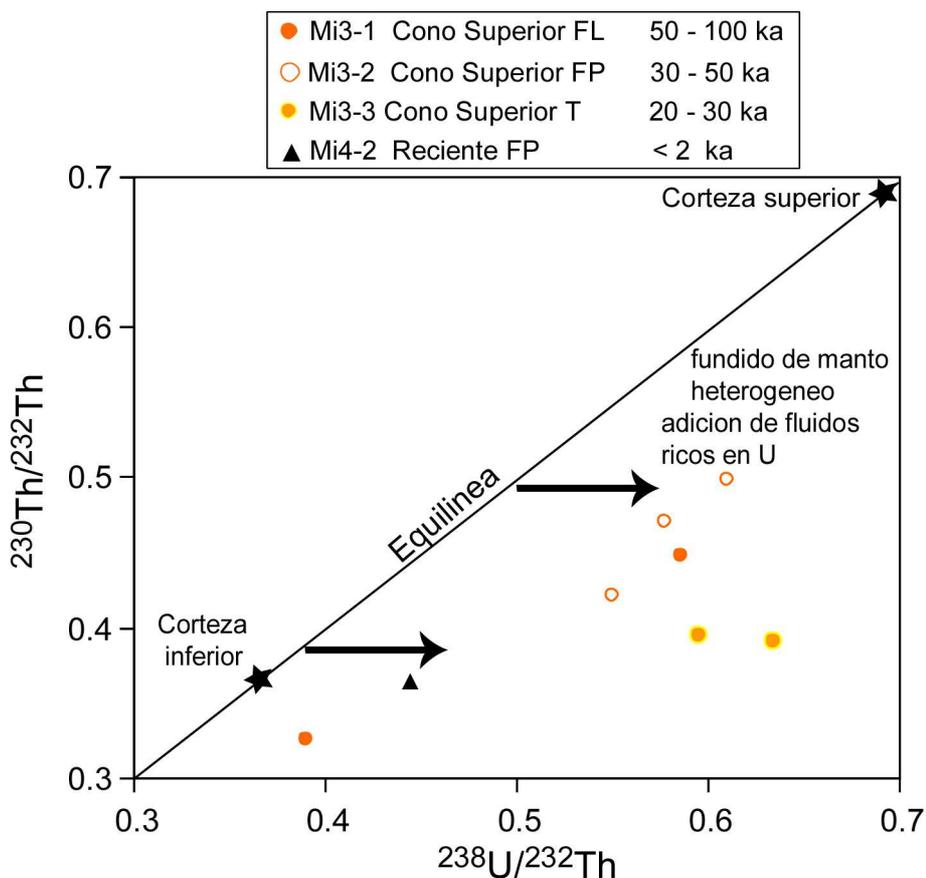


Figura 13. Diagrama de equi línea para los eventos de Mi3 y Mi4, corteza inferior y corteza superior.

IV. DISCUSIONES

Esta sección se enfoca en las profundidades (profundo, intermedio o somero) de la interacción cortical de los magmas, esto a través de la combinación de los resultados de elementos traza y datos isotópicos presentados en la sección anterior, allí se mostró cómo la participación de magmas con varias fuentes puede cambiar el sistema magmático a lo largo de su historia.

Combinando los datos de elementos de tierras raras, isótopos de U-Th, y de elementos mayores se evidencia un grado de contaminación mayor en campos someros que en profundidad, lo que sugiere que la contaminación somera sobrepone a la signature de la fusión cortical profunda y determina la diferenciación de los magmas.

4.1 Signaturas químicas de los procesos profundos

Los perfiles de alta pendiente de los elementos de tierras raras en las lavas del volcán Misti (Kiebalá, 2008), indican involucramiento de granate ya sea como fase residual durante la fusión o como una fase fraccionante. La fusión de granate

residual puede ocurrir sobre un rango amplio de profundidad en la Zona Volcanica del Centro, desde la cuña astenosferica hasta los niveles de corteza media. Porque el agua suprime la cristalización de plagioclasa y estabiliza a granate y anfíbol en la corteza inferior y media (Muntener et al., 2001), los magmas de arco hidratados y profundos muestran evidencias de cristalización de líquidos de granate.

La detección de fraccionación de granate y anfíbol en la profundidad de la corteza para un fundido simple han sido demostrados usando tendencias de Dy/Yb (Davidson et al., 2007), sin embargo los procesos de los efectos de fusión de granate residual pueden ser problematicos. Los Volcanes sobre una corteza delgada tienden a tener tendencias negativas bien evidentes en Dy/Yb versus SiO₂, indicando (1) fraccionación de anfíbol y (2) homogenización relativa de Dy/Yb en magmas primarios. Este no es el caso en el volcán Misti (Figura 14a). Las tendencias positivas indican fraccionación de granate (Figura 14b). En el Misti en general las razones elevadas de Sm/Yb y Dy/Yb resultarían más de fusión de granate residual.

Las tendencias variables de CA/TH (Figura 11) son líneas de asimilación, en donde la asimilación de la corteza superior controla las razones de FeO*/MgO. La asimilación es quizás responsable para la tendencia de diferenciación.

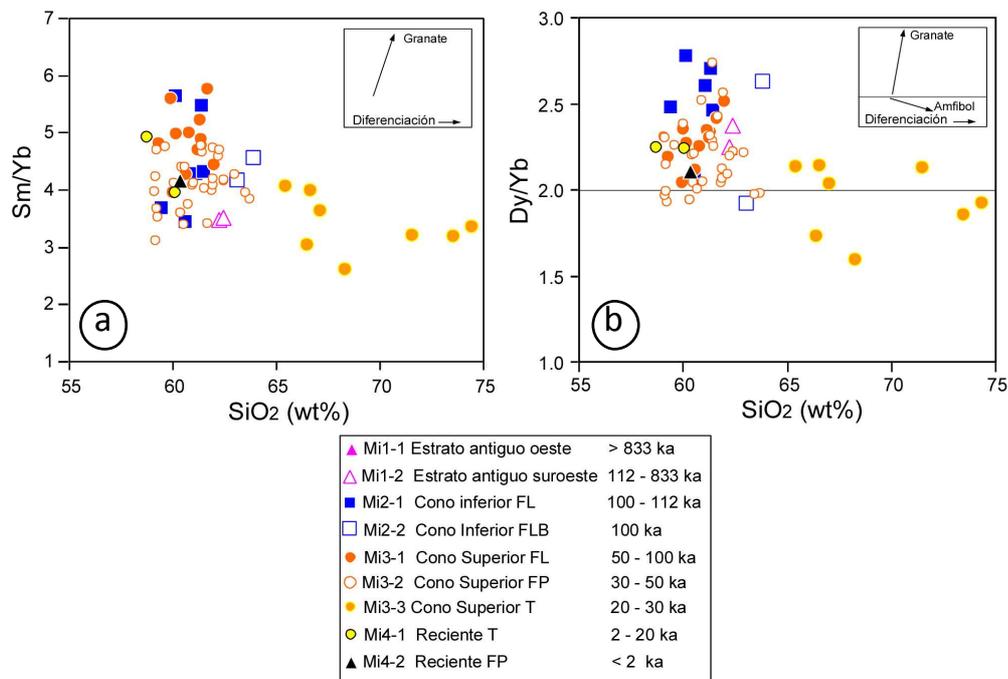


Figura 14. Sm/Yb vs SiO₂. b) Dy/Yb vs SiO₂.

4.2 Efectos del Manto y Corteza Inferior en el desequilibrio de U-Th

La evidencia de las tierras raras para la interacción de los magmas del volcán Misti con una corteza profunda teniendo granate residual indica como los isótopos de U-Th son interpretados.

Las diferencias en las razones de actividad de los isótopos de (²³⁸U/²³²Th) y (²³⁰Th/²³²Th) reflejan diferencias en condiciones de fusión que producen los magmas parentales (Figura 13). Los fluidos móviles acarrean U de la corteza

oceanica subductada dentro de la cuña mantelica y produzcan U en exceso como en las unidades de Mi3 (Figura 12) y estas erupciones tienen retenidas firmas ricas en U, que posiblemente puedan ser extraídas de la subducción por la fractura de Nazca (Figura 15) y las altas razones de actividad de ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) indicarian asimilación de la corteza superior.

Contrariamente, los eventos expulsados del edificio Mi4 tienen poco U. Esto se debe a que los fundidos mantelitos están originados enteramente dentro del campo de estabilidad del granate.

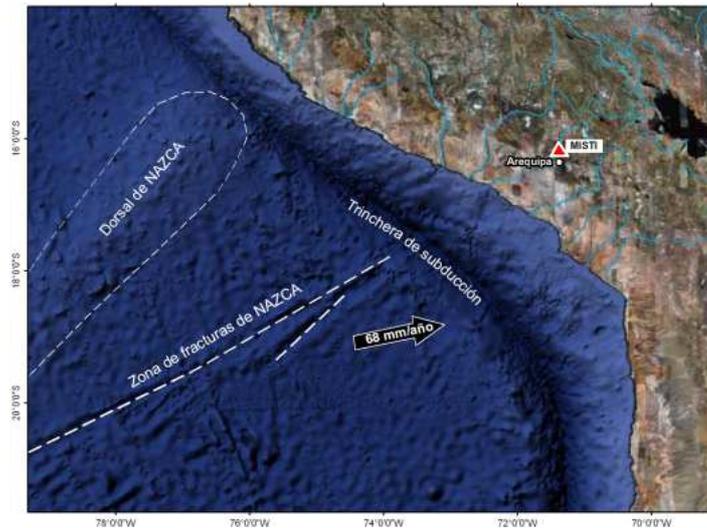


Figura 15. Principales estructuras de la placa de Nazca al frente del sur del Perú. Dirección de subducción de la fractura Nazca, que hace posible el incremento de fluidos en los magmas del volcán Misti. La velocidad de convergencia de la placa de nazca por Norabuena et al. (1998).

4.3 Evolución de las cámaras magmáticas del sistema volcánico

Se ha desarrollado un modelo usando las razones de Sr/Y y Sm/Yb (Figura 16) siguiendo el modelo presentado por Mamani et al. (2009) para la evolución temporal de la alimentación de sistema del magma encerrado por los mayores eventos en la historia volcánica del Misti, esta ilustración se observa en la figura 17.

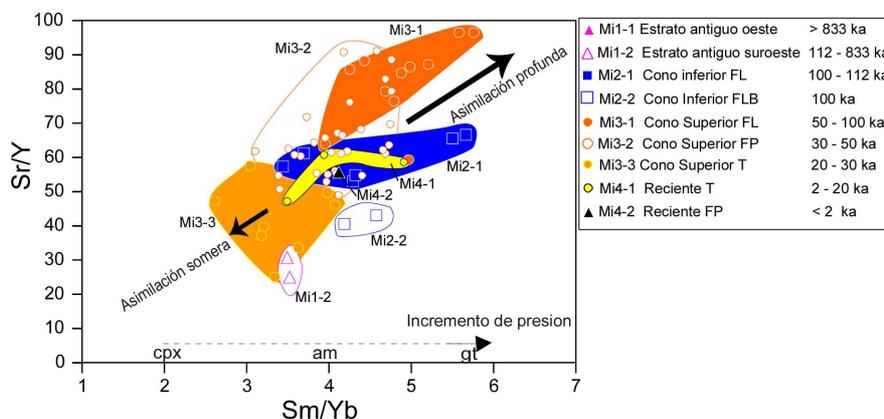


Figura 16. Diagrama de Sr/Y versus Sm/Yb.

4.3.1 Antes de 833 ka

Para el primer evento del edificio Mil del volcán misti, tenemos un comportamiento efusivo con lavas andesíticas provenientes de una cámara magmática profunda y de tamaño moderado respecto a las cámaras de los demás eventos del Misti.

4.3.2 Entre 833 – 112 ka

La razón Sr/Y para este evento es de 25 a 30 y para Sm/Yb es de 3,5. El evento Mil-2, se trataría de pequeños cuerpos de lava que fueron extruidos un poco al sur de la caldera principal, provenientes de una cámara somera y de poco volumen.

4.3.3 Entre 112 – 100 ka

Los razón Sr/Y es de 50 a 70, y valores altos en la razón de Sm/Yb (de 4 a 6). Las lavas que construyeron el cono inferior del volcán, provienen de una cámara magmática grande y profunda, la misma que tuvo varias fuentes de alimentación.

4.3.4 De aproximadamente 100 ka

Los razón Sr/Y es de 40 a 45 y en Sm/Yb de 4 y 5. Es un evento corto en tiempo que logró emplazar algunos cuerpos extrusivos, donde el magma tuvo una cámara muy pequeña y de poca profundidad.

4.3.5 Entre 100 – 50 ka

Tiene las razones más altas para Sr/Y (65 – 98) así como para Sm/Yb (entre 4 y 6). Durante este periodo se construye el cono superior y por lo tanto crece la estructura volcánica alcanzando su máxima elevación, esto se debió a la actividad efusiva de lavas que tuvieron una cámara profunda y de tamaño moderado, que a su vez interactúa con otra cámara menor la misma que se alimenta por más de 1 fuente.

4.3.6 Entre 50 – 30 ka

Los razón Sr/Y es de 50 a 92, y en Sm/Yb de 3 a 4,8. Es una etapa de actividad explosiva que emplazó flujos piroclásticos y depósitos de caída cubriendo todo el aparato volcánico. La cámara que originó estos eventos fue profunda y de gran tamaño, también tuvo un aporte de otra cámara menor.

4.3.7 Entre 30 – 20 ka

Tiene valores muy bajos en razones de Sr/Y así como en Sm/Yb de 2,5 a 4. Esta etapa también de actividad explosiva con emplazamiento de tefras al sureste, sur y suroeste principalmente. Su cámara estuvo bastante somera, fue de tamaño moderado y se alimentó de al menos 3 fuentes.

4.3.8 Entre 20 – 2 ka

Presenta valores intermedios en razones de Sr/Y (45 a 60) y Sm/Yb (3,5 a 5). En este periodo se emplazaron más de 14 depósitos de caída de lapilli pómez, y flujos piroclásticos. Fue una etapa explosiva con profundidad de cámara somera con aporte de otra poco más profunda y al menos dos conductos de alimentación.

4.3.9 después de 2 ka

Las razones de Sr/Y y Sm/Yb son intermedias, de 55 y 4 respectivamente. La erupción de 2 ka que emplazó lapilli pómez y flujos piroclásticos de pómez y ceniza tuvo una cámara somera alimentada por otra cámara en la parte inferior, la misma que se alimenta por dos canales.

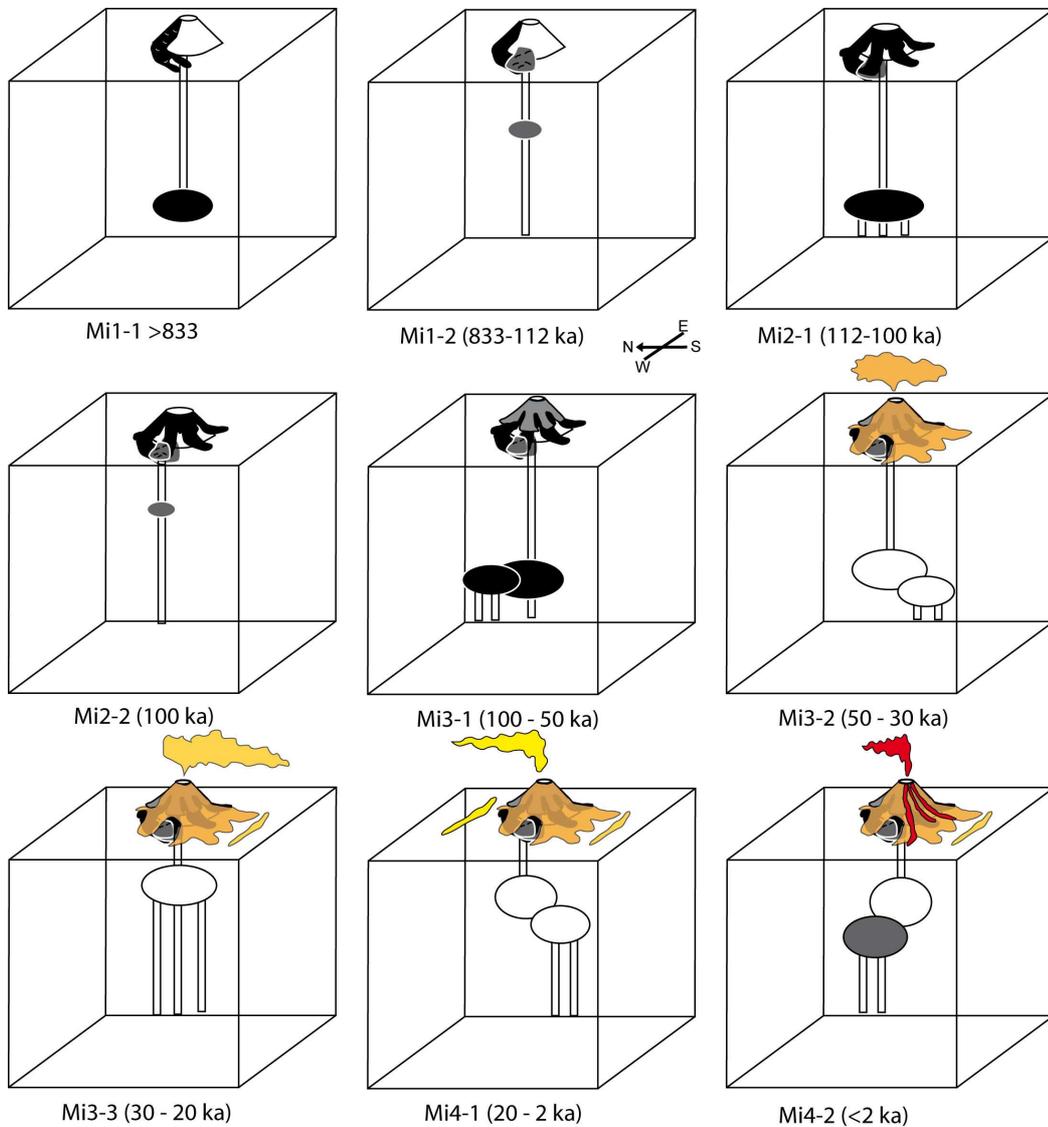


Figura 17. Evolución esquemática paso a paso del sistema magmático de la corteza superior del volcán Misti y sus expresiones superficiales como la construcción del edificio volcánico, a los intervalos de tiempo indicados.

4.4 Características probables del comportamiento eruptivo actual del Volcán Misti

En las últimas décadas se ha visto que aún queda mucho trabajo por hacer para mejorar las herramientas petrológicas y mineralógicas y así poder predecir las erupciones y el tipo de material que serán expulsados por los volcanes activos. Por

ejemplo, faltan más experimentos para conocer las condiciones de saturación volátil y ecuaciones de estado para los fluidos complejos, así como también parámetros de cinética de cristales, y el desarrollo de la textura de minerales. Se sabe que todas estas herramientas son complementarias y pueden ser muy provechosas. Otras herramientas como edades de la serie de U indican los estados tempranos de la generación de magma mientras que el perfil de difusión de edades nos indica la última fase de transporte. Las razones de Dy/Yb y Sm/Yb en roca total dan una idea de la profundidad de asimilación de los magmas. Los barómetros de fundido-mineral (bordes y núcleo de los minerales de hornblenda) informan acerca de la parte profunda del sistema volcánico, y el equilibrio de volátiles saturados, nos informa de la somerización cuando la inclusión de fluidos aparece para registrar ambos. Todo esto ilustra las promesas de la petrología y la mineralogía como pruebas fundamentales para la evolución del almacenamiento de los magmas, para el transporte y la erupción.

En este sentido, el trabajo aquí desarrollado para el volcán Misti es una herramienta complementaria de la petrología y mineralogía, y es presentado por primera vez a una escala detallada. En base a estos resultados se puede decir que, actualmente por debajo de volcán Misti se tiene un sistema de cámaras con profundidad media y somera interconectadas. Al finalizar la formación del cono superior, el Misti alcanzó su máxima expulsión. Con la formación del cono reciente, el Misti empieza un nuevo ciclo de alimentación y posiblemente tardará muchos miles de años para volver alcanzar de nuevo otra máxima erupción.

V. CONCLUSIONES

Se demuestra que la transición de la composición de las rocas expulsadas por el volcán Misti de básico á ácido (55.5 a 75 de SiO₂) y de ácido a básico (75 a 60 de SiO₂) es un mecanismo viable para tendencias de diferenciación. Las razones elevadas de elementos de tierras raras de las rocas estudiadas sugieren que estas se hallan controladas por procesos de granate residual en la corteza inferior, y que la asimilación en la corteza superior ejerce un control significativo en el fundido de FeO*/MgO. En consecuencia, la variación de magmas básicos a ácidos y luego a básicos, es debido a la asimilación ya sea en la corteza superior o en la corteza inferior. La significativa variación observada en la química e isotopía del volcán Misti depende quizás de los procesos someros y profundos que han afectado la composición del magma.

Los isotopos de U-Th indican que los magmas del Misti tienen fluidos ricos en U, quizás la fuente de estos fluidos esté relacionado a la subducción de la fractura de Nazca.

El conocimiento de la variación de la composición de los magmas, la profundidad y el tiempo de residencia de las cámaras magmáticas es un factor importante para modelar los procesos eruptivos del volcán, los cuales sirven para entender los ciclos eruptivos y por los tanto los escenarios para la construcción de los mapas de peligros.

VI. BIBLIOGRAFIA

Allmendiger R.W., Jordan T.E., Kay S.M. and Isacks B., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes: Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, v. 25, p. 139-174.

Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J., 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *J. Petrol.* 47 (3), 505–539.

Arculus, R.J., 2003. Use and abuse of the terms calcalkaline and calcalkalic. *J. Petrol.* 44 (5), 929–935.

Cacya L., 2006. Volcán Misti: Sedimentología, geoquímica y correlación tefro-estratigráfica del depósito de caída de pómez “autopista” ~ 14000 años. Universidad Nacional San Agustín de Arequipa.

Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C., Dosseto, A., 2007. Amphibole “sponge” in arc crust? *Geology* 35 (9), 787–790.

Garrison, J., Davidson, J., Reid, M., Turner, S., 2006. Source versus differentiation controls on U-series disequilibria: insights from Cotopaxi Volcano, Ecuador. *Earth Planet. Sci. Lett.* 244 (3–4), 548–565.

George, R., Turner, S., Hawkesworth, C., Bacon, C.R., Nye, C., Stelling, P., Dreher, S., 2004. Chemical versus temporal controls on the evolution of tholeiitic and calc-alkaline magmas at two volcanoes in the Alaska–Aleutian arc. *J. Petrol.* 45 (1), 203–219.

Guevara C., 1969. Geología del cuadrángulo de Characato. Serv. de Geol. y Minería, Bol. No. 23

Hildreth W. and Moorbath S., 1989. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 98, p. 455-489.

James, D. E., C. Brooks, and A., Cuyubamba, 1976. Andean Cenozoic volcanism: Magma genesis in the light of strontium isotopic composition and trace-element geochemistry, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87, 592 -600.

Jenks. W., Harris, E. , 1963, Plutonics near Arequipa as a petrologia sample of the coastal batholites in Peru. *Bol. Soc. Geol. del Peru.* Tomo 26

Jicha, B.R., Singer, B.S., Beard, B.L., Johnson, C.M., 2005. Contrasting timescales of crystallization and magma storage beneath the Aleutian island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.* 236 (1–2), 195–210.

Kay S.M., Mpodozis C., Coira B., 1999, Neogene magmatism, tectonism and mineral deposits of the Central Andes (22°S to 33°S). In: *Geology of Ore Deposit of the Central Andes: Soc. Econ. Geol. Spec. Pub.*, v. 7.

Kiebalá A., 2008, Magmatic processes by U-Th disequilibria method. Comparison of two Andean systems: El Misti Volcano (S. Peru) and Taapaca Volcanic Center (N. Chile), *Georg-August-Universität zu Göttingen.*

Lee, C.T.A., Cheng, X., Horodyskyj, U., 2006. The development and refinement of continental arcs by primary basaltic magmatism, garnet pyroxenite accumulation, basaltic recharge and

delamination: insights from the Sierra Nevada, California. *Contrib. Mineral. Petrol.* 151 (2), 222–242.

Macpherson, C.G., Dreher, S.T., Thirlwall, M.F., 2006. Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth Planet. Sci. Lett.* 243 (3–4), 581–593.

Mamani, M., Woerner, G., Sempere, T. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *in prensa Geological Society of America Bulletin*, doi: 10.1130/B26538.1.

Mamani, M., Tassara, A., Wömer, G., 2008. Composition and structural control of crustal domains in the central Andes. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9 (3) (Q03006).

Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.* 274 (4), 321–355.

Norabuena, E., Leffer-Griffin, L., Mao, A., Dixon, T., Stein, S., Sacks, S., Ocola, L., Ellis, M., 1998. Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes: *Science*, v. 279, p. 358-362.

Paquereau, P., Thouret J.-C., Wörner G., Fornari M., 2005. Neogene and Quaternary ignimbrites in the Arequipa area, southern Peru: Stratigraphical and petrological correlations: 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: 563-566.

Thouret J.C., Finizola A., Fornari M., Legeley-Padovani A., Suni J., F. M., 2001, Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru: *GSA Bull.*, v. 113, p. 1593-1610.

Turner, S., Evans, P., Hawkesworth, C., 2001. Ultrafast source-to-surface movement of melt at island arcs from 226Ra–230Th systematics. *Science* 292 (5520), 1363–1366.

Turner, S.P., Bourdon, B., Gill, J., 2003. Insights into magma genesis at convergent margins from U-series isotopes. In: Bourdon, B., Henderson, G.M., Lundstrom, C.C., Turner, S.P. (Eds.), *Uranium-Series Geochemistry: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Mineralogical Society of America, pp. 255–316.

Robinson, J.A.C., Wood, B.J., 1998. The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus. *Earth Planet. Sci. Lett.* 164, 277–284.

Ruprecht P., Wörner G., 2007. Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andagua monogenetic cones: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 165, p. 142-162.

Chang, Yu-Hsuan., 2007. O-isotopes as Tracer for Assimilation Processes in Different Magmatic Regimes (El Misti, S.Peru and Taapaca, N.Chile), Master tesis. Georg-August Universität Göttingen, Alemania.

Wömer G., Moorbath S., Harmon R.S., 1992, Andean cenozoic volcanics reflect basement isotopic domains: *Geology*, v. 20, p. 1103-1106.