



PERÚ

Ministerio de Energía y Minas

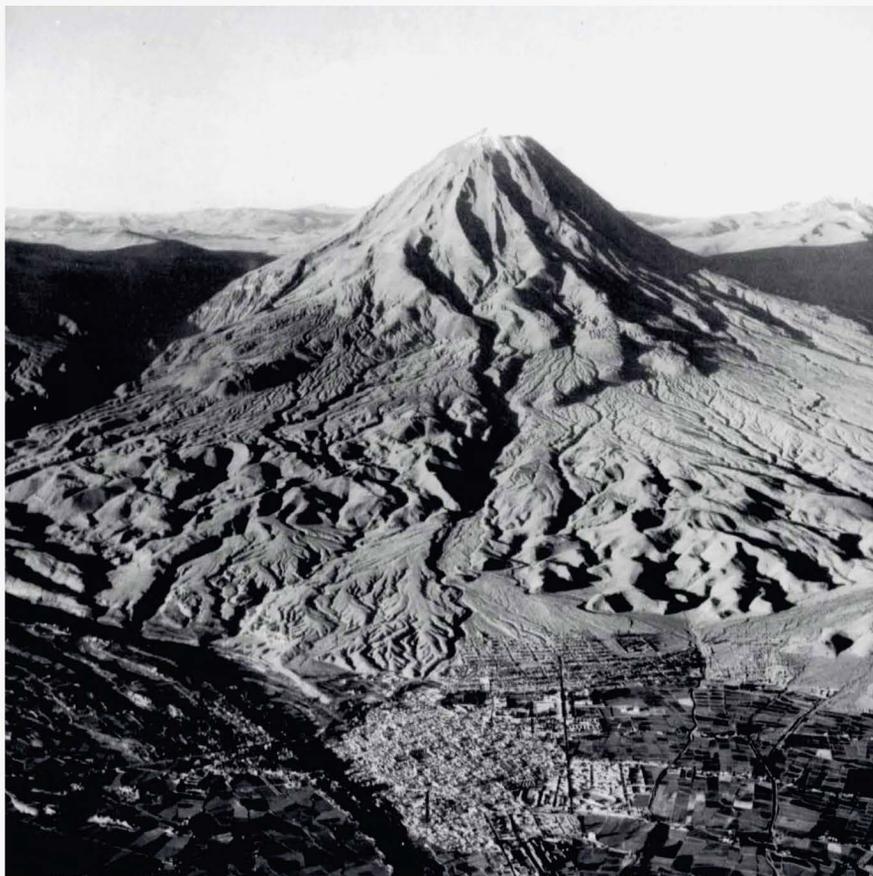
Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico - INGEMMET

SECTOR ENERGÍA Y MINAS
INGEMMET
INSTITUTO GEOLÓGICO, MINERO Y METALÚRGICO



ISSN 1560-9928

INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica
N° 60



Geología y Mapa de Peligros del Volcán Misti



Lima, Perú
2016

**INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica
N° 60**

Geología y Mapa de Peligros del Volcán Misti

**Dirección de Geología Ambiental
y Riesgo Geológico**

Equipo de Investigación:

**Jersy Mariño Salazar
Marco Rivera Porras
Jean-Claude Thouret
Luisa Macedo Franco**

**Lima, Perú
2016**

INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica
N° 60

Hecho el Depósito Legal en la Biblioteca Nacional del Perú N° 2016-02773
ISSN 1560-9928

Razón Social: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET)
Domicilio: Av. Canadá N° 1470, San Borja, Lima, Perú
Primera Edición, INGENMET 2016
Se terminó de imprimir el 29 de febrero del año 2016 en los talleres de INGENMET

© **INGEMMET**

Derechos Reservados. Prohibida su reproducción

Presidenta del Consejo Directivo: Susana Vilca

Secretario General: César Rubio

Comité Editor: Lionel Fidel, Agapito Sánchez, Oscar Pastor

Dirección encargada del estudio: Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico

Unidad encargada de edición: Unidad de Relaciones Institucionales

Corrección Geocientífica: Pablo Samaniego, Agapito Sánchez, Mirian Mamani

Corrección gramatical y de estilo: Consuelo Meza

Diagramación: Zoila Solis

Fotografías de la carátula: Ciudad de Arequipa y volcán Misti, fotografía del año 1947 (IGN).

Referencia bibliográfica

Mariño, J.; Rivera, M.; Jean-Claude Thouret & Macedo, L.. (2014). Geología y mapa de peligros del volcán Misti, INGENMET. Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 60, 170 p., 2 mapas.

Publicación disponible en libre acceso en la página web (www.ingemmet.gob.pe). La utilización, traducción y creación de obras derivadas de la presente publicación están autorizadas, a condición de que se cite la fuente original ya sea contenida en medio impreso o digital (GEOCATMIN - <http://geocatmin.ingemmet.gob.pe>).

Los términos empleados en esta publicación y la presentación de los datos que en ella aparecen son de exclusiva responsabilidad del equipo de investigación.

Contenido

RESUMEN	1
CAPÍTULO I	
INTRODUCCIÓN	3
CAPÍTULO II	
GEOMORFOLOGÍA	7
CAPÍTULO III	
GEOLOGÍA REGIONAL	15
CAPÍTULO IV	
ESTRATIGRAFÍA Y EVOLUCIÓN DEL VOLCÁN MISTI	27
CAPÍTULO V	
PETROGRAFÍA, MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA DE PRODUCTOS EMITIDOS	61
CAPÍTULO VI	
PELIGROS VOLCÁNICOS Y ESCENARIOS ERUPTIVOS EN EL VOLCÁN MISTI	81
CAPÍTULO VII	
MAPA DE PELIGROS DEL VOLCÁN MISTI	95
CAPÍTULO VIII	
REDUCCIÓN DEL RIESGO VOLCÁNICO EN AREQUIPA, 2006 - 2011: UTILIZACIÓN DEL MAPA DE PELIGROS DEL VOLCÁN MISTI	105
CAPÍTULO IX	
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	147
BIBLIOGRAFÍA	149
ANEXOS	157
Anexo Resultados de análisis químicos	159
Anexo 8.1 Ordenanza Municipalidad Provincial de Arequipa	162
Anexo 8.2 Ordenanza Municipalidad ASA	164
Anexo 8.3 Ordenanza Municipalidad de Miraflores	166
Anexo 8.4 Zonas para albergues y su ubicación	169

RESUMEN

El volcán Misti se emplazó sobre un substrato conformado por ignimbritas y depósitos volcánoclasticos del Mioceno-Pleistoceno. El estratovolcán Misti está constituido por cuatro edificios principales, denominados por Thouret et al. (2001) como Misti 1, Misti 2, Misti 3 y Misti 4. El Misti 1 forma la base del edificio volcánico; está conformado por flujos de lava y depósitos de avalanchas de escombros, intercalados con depósitos volcánoclasticos y flujos de escoria, todos emplazados posiblemente entre 833 y 112 ka. El edificio Misti 2 fue construido entre los 112 y 40 ka aproximadamente; está constituido por flujos de lava y flujos piroclásticos, así como caídas piroclásticas. El edificio Misti 3 se emplazó entre los 4400 y 5400 msnm, aproximadamente, y se le asigna una edad de 40-50 hasta 14 ka. Este edificio está conformado por flujos de lavas en bloques, domos, así como flujos, caídas y oleadas piroclásticas. El edificio Misti 4 se construyó en los últimos 11 mil años, por encima de los 5400 msnm, producto principalmente de erupciones explosivas que emplazaron flujos y caídas piroclásticas. Durante los últimos 50 mil años, el volcán ha emplazado cerca de 10 flujos piroclásticos y 20 caídas de pómez y ceniza. La última erupción de gran magnitud ocurrió hace 2050 años y tuvo un IEV 4-5. Durante la era cristiana, el Misti ha presentado por lo menos tres erupciones: en 1784 d.C., 1787 d.C. y mediados del siglo XV, esta última tuvo IEV 2.

Los productos del Misti se identifican en tres tipos petrográficos: andesitas, dacitas y riolitas. Al interior de cada tipo se observan cinco grupos: andesitas con piroxeno; andesitas con piroxeno y anfíbol; andesitas con anfíbol; dacitas con anfíbol; y riolitas con biotita. Predominan las asociaciones minerales de andesitas con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, \pm clinopiroxeno, \pm ortopiroxeno, \pm olivino y óxidos de Fe-Ti. En base a las calibraciones de Putirka (2008) y Ridolfi et al. (2010), se estimaron temperaturas de cristalización de las andesitas entre 1020°C a 920°C \pm 30°C, y de las dacitas entre 965°C a 916°C \pm 22°C. Las estimaciones de presión obtenidas con la ayuda del anfíbol dieron entre 237 \pm 26 MPa y 413 \pm 45 MPa, es decir, profundidades que varían de 9 a 15 \pm 2 km aproximadamente, donde se sitúa una zona de almacenamiento o cámara magmática.

En base a las características mineralógicas, geoquímicas e isotópicas de los productos recientes del Misti, se propone el siguiente modelo petrogenético: los líquidos de composición básica se

generan en la cuña del manto previamente metasomatizado por fluidos provenientes de la zona de subducción. Estos magmas primitivos ascienden hacia un reservorio profundo, localizado probablemente al límite de la base de la corteza continental, donde sufren una diferenciación de tipo AFC (asimilación-cristalización fraccionada), por los bajos valores en Yb. Luego ascienden a otro reservorio superficial donde interactúan con el substrato proterozoico. En efecto, las composiciones en elementos traza e isotópicas llevan la firma del substrato proterozoico (gneis de Charcani) en el cual los magmas probablemente se diferenciaron. La importancia de estos procesos de AFC parece aumentar entre 34 y 31 ka, como lo demuestran los valores elevados de 87Sr/86Sr y $\delta^{18}O$ (tipo cortical) de productos más diferenciados (riolitas) del Misti 3, en relación a los valores de los productos más antiguos (Misti 2) y recientes.

Los principales peligros reconocidos en el volcán Misti, son los generados por caídas de ceniza y pómez, flujos de barro (lahares), flujos piroclásticos, flujos de lava y avalanchas de escombros. Para la elaboración del mapa de peligros, se han construido seis escenarios, los que se basan en el cartografiado geológico (escala 1/25000), la reconstrucción de la historia eruptiva, el reconocimiento de los principales dinamismos eruptivos, la magnitud y frecuencia de erupciones pasadas, los modelos teóricos existentes sobre alcance de los productos volcánicos y la comparación con otros estratovolcanes de arco, especialmente peruanos, considerados como 'análogos' al Misti, debido a que han presentado erupciones similares en el pasado (Ubinas, Huaynaputina, Sabancaya y Ticsani). Es importante considerar que durante una misma erupción pueden presentarse más de un escenario eruptivo. Los escenarios considerados son: a) Escenario de erupción vulcaniana con IEV 1-2, similar al ocurrido en el siglo XV, donde se emplazaron caídas de ceniza de entre 2 y 4 cm de espesor en el área urbana de la ciudad de Arequipa; b) Escenario de erupción subpliniana a pliniana con IEV 3-4, basado principalmente en la erupción del volcán Misti de hace 2050 años BP, que tuvo un IEV 4 y una columna eruptiva de entre 22 y 24 km de altura (Cobeñas et al., 2012); c) Escenario de erupción pliniana con IEV 5-6, basado en las erupciones que emplazaron los depósitos de caída piroclástica «Fibroso I» (33.8 ka), «Sacaroso» y «Fibroso» (24 a 20 ka), así como en la erupción del volcán Huaynaputina del año 1600 d.C., que tuvo IEV 6; d)

Escenario de erupción efusiva, con emplazamiento de flujos de lavas en bloques, que alcanzan en promedio entre 5 y 8 km de distancia; e) Escenario de erupción con colapso de domos, que fácilmente pueden alcanzar entre 10 y 14 km de distancia; f) Escenario con colapso de flanco y emplazamiento de avalanchas de escombros, basados en dos depósitos que afloran entre 6 y 15 km de distancia al sur, SO y NO del volcán.

Se elaboraron 04 mapas de peligros: a) Mapa de peligros de la zona proximal, que muestra la zonificación para peligros múltiples, es decir para el emplazamiento de flujos y oleadas piroclásticas, flujos de lava, proyectiles balísticos, lahares y avalanchas de escombros; b) Mapa de peligros por caídas de ceniza para una erupción de magnitud baja (IEV 2); c) Mapa de peligros por caídas de ceniza para una erupción de magnitud moderada a grande (IEV 3-6); Mapa de peligro por emplazamiento de flujos de barro o lahares.

El mapa de peligros del volcán Misti ha sido elaborado con el objetivo de que sea utilizado en el ordenamiento territorial, la

elaboración de planes de desarrollo, así como en acciones de reducción del riesgo volcánico en la ciudad de Arequipa. En tal sentido, luego de publicado el mapa, se trabajó intensamente en la difusión y explicación de su contenido y utilidad. Para ello se organizaron charlas, talleres, cursos y exposiciones, en municipalidades, instituciones educativas, universidades, colegios profesionales, hospitales, comisarías, ONGs, entre otros. También el mapa fue difundido a través de la prensa escrita y en reportajes de televisión. Los principales resultados de estos trabajos son el cambio en la percepción del riesgo volcánico asociado al volcán Misti en la sociedad arequipeña, la incorporación del mapa de peligros del volcán Misti como herramienta de gestión de la Municipalidad Provincial de Arequipa (Ordenanza Municipal N° 658-MPA); la emisión de Ordenanzas Municipales para mitigar el crecimiento urbano hacia zonas de alto peligro volcánico en los distritos de Alto Selva Alegre y Miraflores (OM N° 201-2007/MDASA, OM N° 070-MDM), así como la incorporación de dicho mapa en los planes de ordenamiento territorial, gestión de riesgos, proyectos de desarrollo, entre otros.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN

El volcán Misti forma parte de la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC) y es uno de los siete volcanes activos del sur del Perú (De Silva y Francis, 1991; figura 1.1). El edificio volcánico se emplazó en el borde oeste de la Cordillera Occidental de los Andes, limitando por el sureste con el estratovolcán extinto Pichu Pichu, por el noroeste con el complejo volcánico Chachani, hacia el norte y este con la altiplanicie Puna y por el suroeste con la cuenca sedimentaria de Arequipa, donde se halla la ciudad del mismo nombre (fig. 1.2).

El cráter del volcán Misti (242900N, 8196400S, 5820 msnm) dista 18 km del centro de la ciudad de Arequipa. Nuevos asentamientos humanos situados al noreste y norte de la ciudad, en los distritos de Alto Selva Alegre, Miraflores, Paucarpata, Mariano Melgar y Chiguata se hallan a menos de 12 km del centro de emisión. La diferencia altimétrica entre la ciudad y la cima del volcán es de 3.5 km aproximadamente.

OBJETIVOS

El objetivo central del presente trabajo es realizar estudios geológicos, así como compilar los ya existentes, que permitan conocer el comportamiento pasado del volcán Misti y elaborar el mapa de peligros de dicho volcán. El mapa de peligros en mención tiene como propósito brindar a la sociedad y autoridades locales (Gobierno Regional de Arequipa, Municipalidad Provincial de Arequipa, INDECI, etc.) información para el ordenamiento del territorio, la formulación de proyectos de desarrollo, la elaboración de planes de prevención, la mitigación del riesgo volcánico y el manejo de una eventual crisis volcánica del Misti.

Para alcanzar los objetivos señalados se realizaron los siguientes trabajos:

- Cartografiado geológico del volcán Misti, a escala 1:25000, que permitió conocer la distribución y área de emplazamiento de los productos volcánicos y el modo de emplazamiento de los mismos.
- Estudio crono-estratigráfico, a partir del cual se conoció la evolución y comportamiento pasado del Misti, así como también se determinó la magnitud y frecuencia eruptiva de este volcán.

- Estudio de relatos y crónicas sobre la actividad histórica del Misti.
- Estudio petrográfico y geoquímico de los productos volcánicos para conocer el comportamiento magmático y dinámico del Misti.

CLIMA E HIDROLOGÍA

En la zona de estudio, el clima es predominantemente seco en invierno, otoño y primavera; es también semiárido a causa de la precipitación efectiva y templada por la condición térmica. Se tiene 9 a 11 horas de sol promedio en el día en las zonas bajas (Arequipa), pero por encima de los 4000 msnm, las horas de sol promedio es de 7 horas y en la zona intermedia la cantidad de horas sol diaria supera las 8 horas (Jiménez et al., 2010).

En la zona urbana de Arequipa, las temperaturas normalmente no sobrepasan los 25 °C y muy rara vez bajan de los 10 °C (Weatherbase, 2011). En invierno (junio y julio), hace un poco más de frío y la temperatura desciende hasta una media de 10 °C. Sin embargo, en las zonas altas, por encima de los 3500 msnm, el promedio de temperatura es mucho menor. La estación meteorológica de AUTODEMA, situada en la represa Aguada Blanca, a 3670 msnm, cerca al volcán Misti, registró para el año 2010 una temperatura mínima de -17.4 °C en el mes de julio, y una temperatura máxima de 18.2 °C en el mes de octubre (AUTODEMA, 2010).

En la zona de la ciudad de Arequipa, se producen ligeras precipitaciones entre los meses de enero y marzo (Tabla 1.2). Según Jiménez et al. (2010), en la estación de CORPAC, situada a 2525 msnm, la precipitación es de 80 a 120 mm/año. En las zonas altas, por encima de los 3500 msnm, cercanas al volcán Misti, las precipitaciones son frecuentes entre los meses de noviembre y marzo, con una mayor incidencia entre enero y marzo. Según Jiménez et al. (2010), sobre los 3741 msnm la precipitación es de 250 mm/año, cerca de la represa Pampa de Arrieros; y sobre los 4524 msnm es de 719 mm/año, registrado cerca de la represa El Pañe.

Hasta los 1000 msnm, la humedad relativa es de 60 % en promedio, y entre los 1000 y 2000 msnm, la humedad relativa es 20 a 30 % en promedio, y conforme aumenta la altitud también se incrementa hasta llegar al 40 % (Jiménez et al., 2010).

ESTUDIOS GEOLÓGICOS Y VOLCANOLÓGICOS ANTERIORES

Los primeros trabajos referentes a la geología del volcán consistieron en estudios puntuales sobre flujos de lava cercanos a la ciudad de Arequipa, realizados por Cárdenas (1972) y Ballón (1972). Estudios sobre su geología, estratigrafía y geoquímica, además de esbozar planos preliminares de peligros volcánicos, fueron publicados por Macedo (1994), Suni (1999), Legros (1994 y 1998), Navarro (2000), Thouret et al. (2001) y Harpel et al. (2011). El trabajo de Thouret et al. (2001) es posiblemente el más completo sobre la estratigrafía y evolución del volcán Misti; contiene además un mapa de peligros volcánicos.

Por otro lado, se tienen trabajos de cartografiado geológico efectuados por el INGEMMET, en el marco de la elaboración de la carta geológica nacional, resultado del cual se publicaron los mapas geológicos del Cuadrángulo de Characato, a escala 1/100000 y 1/50000, realizados por Guevara (1969) y Salas et al. (2001), respectivamente.

De los estudios sobre la actividad eruptiva histórica del Misti, resaltan los efectuados por Zamácola y Jáuregui (1804), Chávez (1992), Hantke & Parodi (1966) y Simkin & Siebert (1994). Sobre la evolución geoquímica y petrología de los productos del volcán Misti, resaltan los trabajos de Kiebal et al. (2005), Ruprecht & Worner (2007) y Rivera (2010).

Recientemente han sido publicados trabajos en detalle sobre la erupción de hace 2000 años del volcán Misti, de Cobeñas et al. (2012), Harpel et al. (2011) y Tepley et al. (2013). En estos trabajos se realizan estimaciones del IEV, sedimentología, estratigrafía y volumen de productos emitidos, así como estudios petrológicos y del dinamismo eruptivo.

METODOLOGÍA DEL TRABAJO

Inicialmente se efectuó una recopilación e interpretación de la información geológica, volcanológica, geoquímica y estratigráfica existente del volcán Misti. Posteriormente se prosiguió con el análisis e interpretación geológica haciendo uso de fotografías aéreas e

imágenes de satélite Landsat TM y ASTER. Asimismo, se efectuaron trabajos de campo que consistieron en el cartografiado geológico a escala 1/25000, el levantamiento de columnas tefroestratigráficas y el muestreo de productos volcánicos. Dichos trabajos de campo se efectuaron durante los meses de mayo, julio, agosto, septiembre y octubre de 2005, y marzo de 2006, sumando alrededor de 90 días de campo. Posteriormente, se realizó la evaluación de los peligros volcánicos, el cual se basa en el conocimiento de la evolución geológica del volcán Misti, en su historia eruptiva, en los alcances y tipos de los productos emitidos en erupciones pasadas, así como en la frecuencia de los eventos.

A partir de las muestras tomadas en el campo, se efectuaron estudios petrográficos, análisis geoquímicos, dataciones radiométricas y análisis sedimentológicos. También se realizaron trabajos de gabinete, que consistieron en la interpretación de los datos tomados en campo, preparación de mapas de isópacas, isopletas, columnas estratigráficas, mapa geológico y finalmente el mapa de peligros volcánicos.

Con la finalidad de elaborar el mapa de peligros volcánicos del Misti, el INGEMMET conformó un Comité Científico, el cual estuvo integrado por especialistas peruanos y extranjeros:

- Ing. Jersy Mariño, Dr. Marco Rivera, Ing. Luisa Macedo, del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET).
- Dr. Jean Claude Thouret, del Laboratorio Magmas y Volcanes de la Universidad Blaise Pascal de Francia (UBP) y del Instituto de Investigación Para el Desarrollo de Francia (IRD).
- Dr. Claus Siebe, de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).
- Dr. Robert Tilling y Dra. Katherine Hicson, del Proyecto Multinacional Andino (PMA-GCA), proyecto financiado por el Servicio Geológico del Canadá.
- Ing. Guido Salas, de la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa (UNSA).
- Dr. Antonio Chávez, de la Universidad Católica Santa María de Arequipa (UCSM).

CAPÍTULO II

GEOMORFOLOGÍA

En el volcán Misti y en las áreas aledañas, se identificaron 11 unidades geomorfológicas (fig.2.1), descritas a continuación:

CERROS DEL BATOLITO (Bat)

Esta unidad se extiende al suroeste del volcán Misti y se caracteriza por presentar cerros con una topografía redondeada que se elevan entre los 2000 y 3500 msnm, de pendiente moderada (20° a 35°) y con un drenaje dendrítico. Esta unidad está conformada por rocas intrusivas del Cretáceo superior-Paleógeno, que se extienden en dirección NO-SE (fig. 2.1).

CAÑÓN DEL RÍO CHILI (Cañ)

El cañón se formó debido a la erosión del río Chili labrada en una secuencia volcanoclástica de los volcanes Misti y Chachani, y rocas sedimentarias marinas del Grupo Yura. El cañón se inicia cerca de la represa Aguada Blanca, a 3700 msnm, y está ubicado entre los volcanes Misti y Chachani (figs. 2.1 y 2.2). Las márgenes o paredes del cañón se caracterizan por presentar pendientes muy fuertes que van de 35° a 75°. El cañón posee una longitud cercana a 20 km; en sus primeros 5 km está orientado en dirección E-O y los restantes en dirección NE-SO (fig. 1.2). Posee una profundidad que va de 150 a 400 m en sus tramos iniciales y finales, y más de 2600 m en su parte media. En las zonas más estrechas el cañón tiene menos de 30 m de ancho.

LLANURA DE INUNDACIÓN (Llan)

La llanura de inundación se inicia al final del cañón del río Chili (fig.2.1) y se extiende a lo largo del valle pasando por la ciudad de Arequipa. En la parte superior (sector de Chilina), es un valle angosto, orientado en dirección N-S, de 500 m de ancho y 200 m de profundidad (figs.2.1 y 2.3). La parte media, ubicada en la parte urbana de Arequipa, es un valle un poco más amplio (fig.2.4) y de menos de 25 m de profundidad, que se extiende en dirección NNO-SSE. En la parte baja (distritos de Tiabaya y Uchumayo), la llanura tiene una orientación E-O y vuelve a ser angosto (200 a 300 m de ancho) y más profundo. El valle tiene profundidades que varían entre 30 a 150 m (fig. 2.1). La llanura de inundación está formada por terrazas originadas por el emplazamiento de lahares

ocurridos en el Holoceno y durante las épocas históricas, en su gran mayoría. La última inundación ocurrió en el año 1997 y afectó varias áreas de la ciudad, especialmente la zona de la Av. La Marina y Vallecito.

ZONA DE ABANICO ALUVIAL (Aba)

La zona de abanico aluvial se extiende entre los 2200 y 2500 msnm, en los tramos finales de las quebradas que bajan del volcán Misti, tales como Pastores, San Lázaro, El Chical y Guarangal (fig. 2.1). Es una planicie de poca pendiente (~20°), surcada por quebradas que frecuentemente poseen menos de 10 m de profundidad. Se formó debido a sucesivas acumulaciones de lahares y depósitos de caídas y flujos piroclásticos del volcán Misti. En la [figura 8.4](#), se muestra una fotografía tomada el año 1947; allí se ven los abanicos formados por las quebradas Pastores, San Lázaro y Huarangal. En la actualidad, gran parte de la ciudad de Arequipa se encuentra asentada sobre dicho abanico aluvial.

ZONA DE COLINAS (Col)

Se extiende al norte y este de la ciudad de Arequipa (figs. 2.1, 2.5 y 2.6). Las colinas tienen entre 50 y 200 m de altura, mediana pendiente (20 a 40°) y están surcadas por quebradas poco profundas. Está conformada por depósitos de avalanchas de escombros de los volcanes Misti y Pichu Pichu, así como depósitos de caídas y flujos de lava. Las colinas cónicas o *Hummocks*, son una morfología típica en depósitos de avalanchas de escombros, las cuales están asociadas a la presencia de megabloques. Algunas de estas colinas están siendo pobladas, especialmente en el sector este y norte de la ciudad de Arequipa.

PLANICIE DE ACUMULACIÓN (Pla_a)

La planicie de acumulación se extiende al pie del flanco sur de los volcanes Misti y Chachani (figs.2.1 y 2.7). La planicie posee poca pendiente, entre 5° y 15° de inclinación y está surcada por quebradas que tienen entre 50 a 100 m de profundidad y de 10 a 100 m de ancho. La planicie de acumulación está conformada por potentes secuencias de depósitos volcanoclásticos y sedimentos epiclásticos provenientes de los volcanes Misti y Chachani.

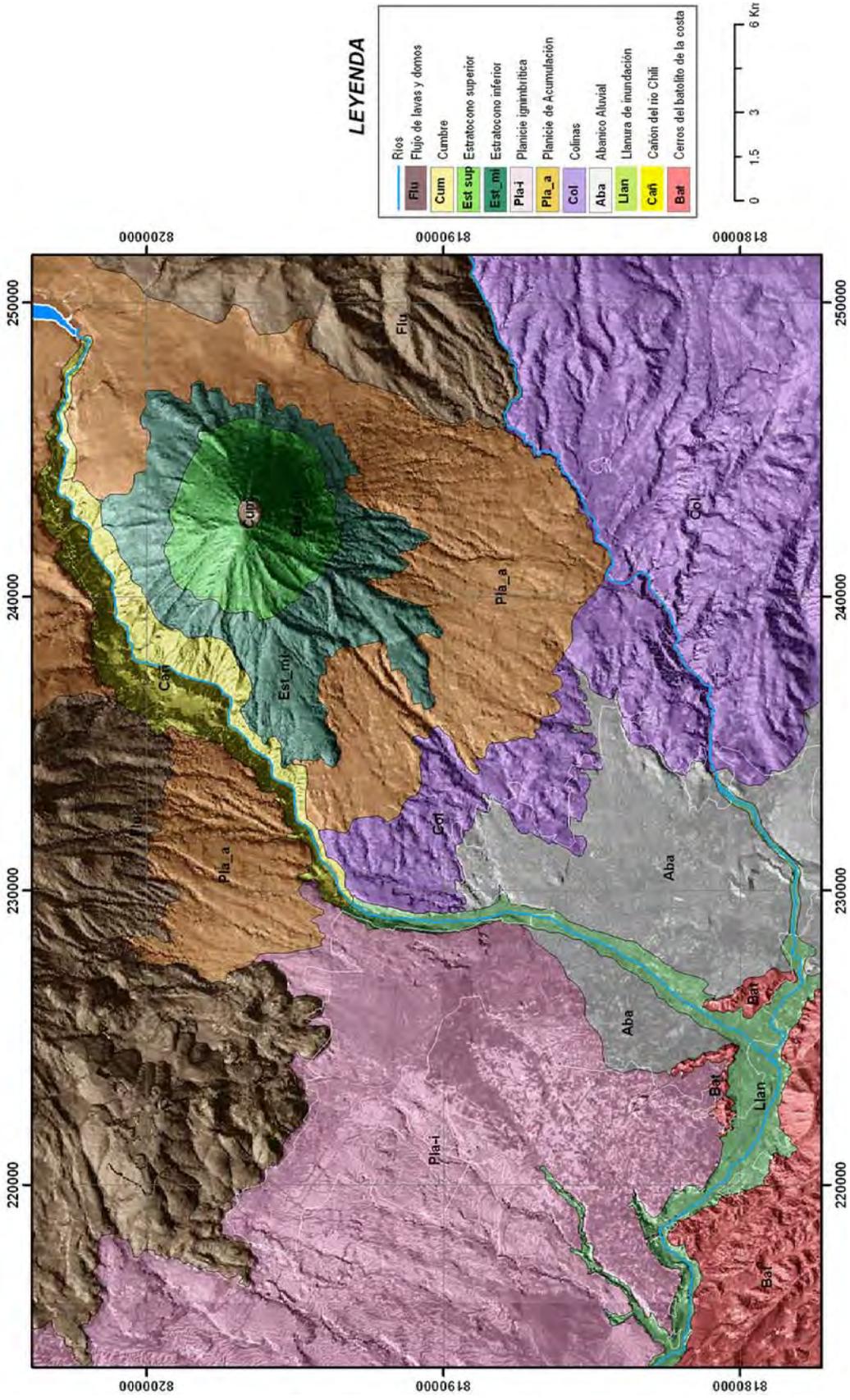


Figura 2.1 Mapa geomorfológico del área de estudio. Se han identificado 11 unidades geomorfológicas principales.



Figura 2.2 Parte final del cañón del río Chili, en el sector del Santuario Chapi Chico. En primer plano se observan ignimbritas del Mioceno.



Figura 2.3 Tramo superior de la llanura de inundación (sector de Chilina). Se pueden observar las terrazas formadas por el emplazamiento de sucesivos lahares. Al fondo se observa el cañón del río Chili que pasa entre los volcanes Misti y Chachani.



Figura 2.4 Tramo medio de la llanura de inundación, en el sector donde el río Chili ingresa y pasa por la ciudad de Arequipa. Aguas abajo la profundidad del valle disminuye, y desde luego la llanura de inundación se hace más extensa.



Figura 2.5 Al pie del flanco sur del Misti se distinguen colinas conformadas por depósitos de avalanchas de escombros, depósitos piroclásticos y lavas de este volcán.

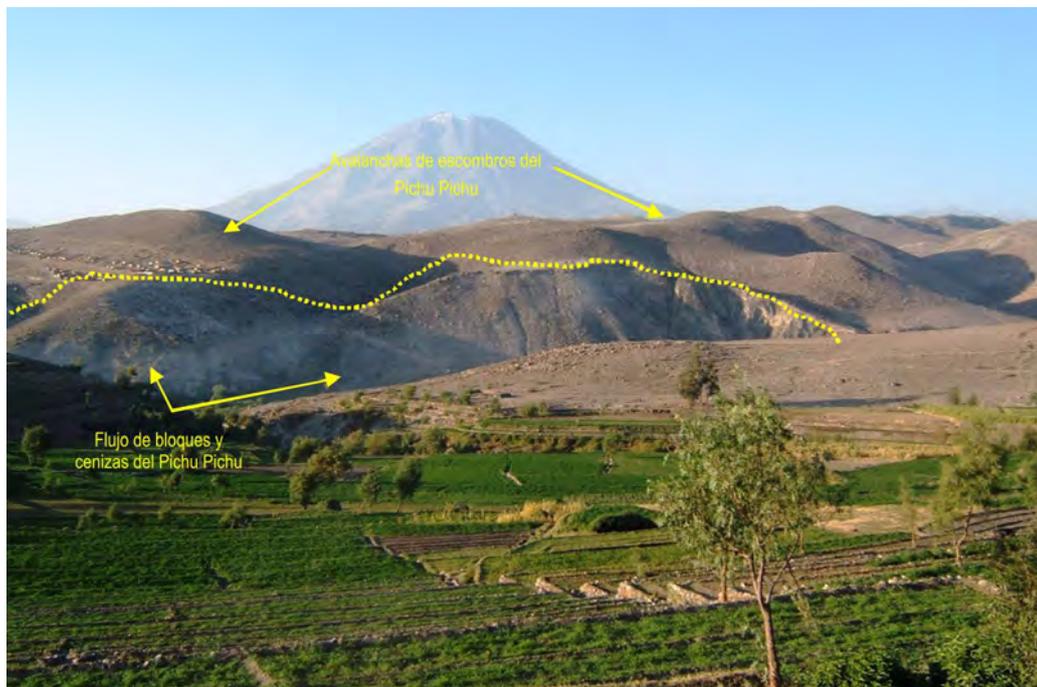


Figura 2.6 Colinas conformadas por depósitos de avalanchas de escombros del volcán Pichu Pichu, que cubren depósitos de flujo piroclástico de bloques y cenizas de más de 60 m de espesor. Fotografía tomada en el sector de Yumina-Jesús. En segundo plano, el volcán Misti.

PLANICIE IGNIMBRÍTICA (Pla_i)

Es un área relativamente plana y extensa que se ubica hacia el oeste de la ciudad de Arequipa y limita al norte con los flujos de lava del volcán Chachani (fig. 2.1). Esta zona tiene pendientes menores a 15° , y está cortada por quebradas de poca profundidad. Está conformada por una secuencia de ignimbritas cubiertas por una delgada capa de depósitos volcanoclásticos y sedimentos epiclásticos provenientes de los volcanes Misti y Chachani.

ESTRATOCONO INFERIOR (Est_mi)

El estratocono inferior del Misti, se ubica entre los 3000 y 4400 msnm (figs. 1.6, 2.1 y 2.7). Se caracteriza por presentar pendientes moderadas (entre 15° y 40°), y un sistema de drenaje radial, con quebradas de 10 a 50 m de profundidad. Está conformado por flujos de lava del volcán Misti, emplazados entre 50 y 120 mil años (Thouret et al., 2001). Superficialmente está cubierto por depósitos volcanoclásticos. Los flujos de lava poseen entre 10 y 50 m de espesor. En el estratocono inferior se distinguen algunas estructuras tipo *levée* que se hallan distribuidos de manera radial.

ESTRATOCONO SUPERIOR (Est_sup)

El estratocono superior del volcán Misti se extiende entre los 4400 y 5822 msnm (figs. 2.1 y 2.7). Posee mediana a fuerte pendiente,

entre 30° y 70° , y un drenaje radial. Está conformado por flujos de lava emplazadas entre 50 y 14 mil años (Thouret et al., 2001), que son parcialmente cubiertos por depósitos de caídas piroclásticas históricas.

En la base del estratocono superior se observa una ruptura de pendiente, cerca de los 4400 msnm, asociada con una discordancia angular entre flujos de lava (fig. 4.3).

CUMBRE (Cum)

La cumbre del volcán Misti está conformada por un cráter elongado en dirección SE-NO. El cráter posee un diámetro mayor y menor de 935 y 690 m, respectivamente y presenta una profundidad de 150 m (fig.2.8). La forma actual de dicho cráter se originó durante la erupción subpliniana de hace 2050 años (Thouret et al., 2001). Dentro del cráter, y en su extremo sureste, se emplaza un pequeño cono intracrático, cortado por un segundo cráter, que en promedio posee un diámetro de 530 m y una profundidad de 200 m, en cuyo piso se emplaza un domo de lava de 100 m de diámetro (fig. 2.9). El cráter en mención posiblemente está relacionado a erupciones de baja a moderada magnitud, ocurridos posteriormente a la erupción de 2050 BP, probablemente durante época histórica. La cima del volcán Misti alcanza una altura de 5822 msnm, y el piso del cráter está a 5550 msnm.



Figura 2.7 En primer plano, la planicie de acumulación; al fondo, el estratocono inferior y superior del volcán Misti.



Figura 2.8 Caldera del volcán Misti de 935 m de largo y paredes de hasta 150 m de alto. En el extremo sureste se ubica el cráter anidado de 530 m de diámetro. Fotografía tomada en dirección norte (SAN, 1943).

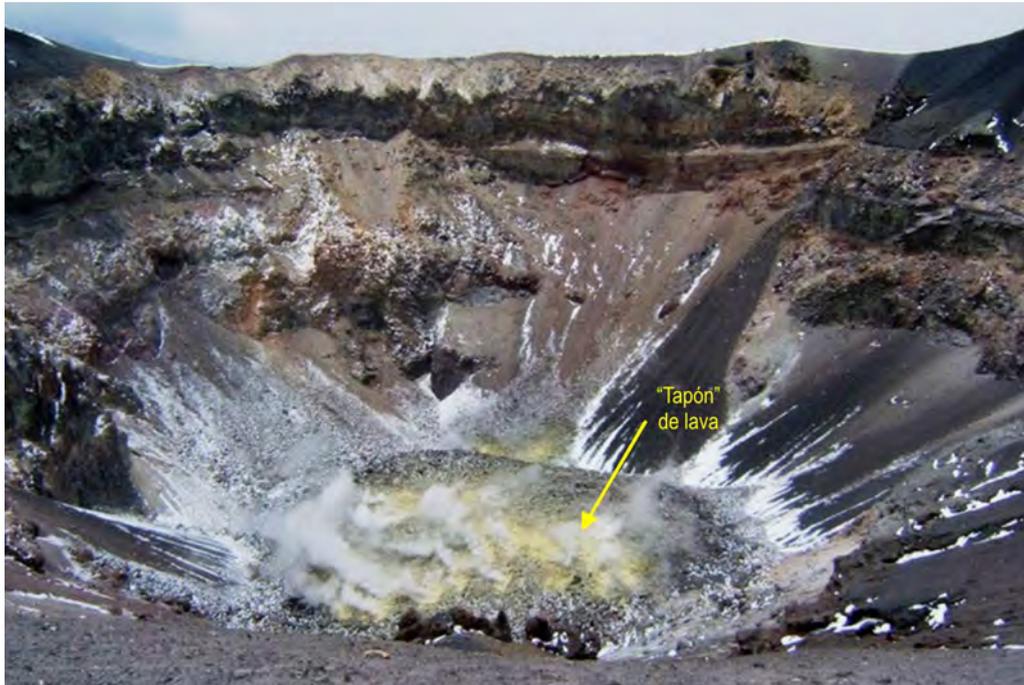


Figura 2.9 Cráter del volcán Misti. Posee una profundidad de 200 m y en el piso se emplaza un cuerpo de lava de 100 m de diámetro, por cuyas fracturas emanan fumarolas que se disipan a poca altura.

ZONA DE FLUJOS DE LAVAS Y DOMOS (Flu_Id)

Esta zona presenta cerros de 50 a 300 m de altura, con pendientes moderadas a fuertes (15-30° a 40-60°), y cortados por quebradas que forman un drenaje dendrítico. Está conformado por flujos de lava, domos y domos-colada del volcán Chachani, ubicados en el sector noroeste, cerca al aeropuerto de Arequipa, y flujos de lava de estratovolcanes glaciados del Plioceno, ubicados al este del

Misti (figs.2.1 y 2.10). Algunos flujos presentan superficies abigarradas, especialmente las que se encuentran cerca al aeropuerto de Arequipa y que son las lavas más jóvenes del Chachani. En el complejo volcánico Chachani se han identificado 12 domos (Forget, 2004) y poseen entre 100 y 400 m de diámetro, con paredes de hasta 200 m de alto.

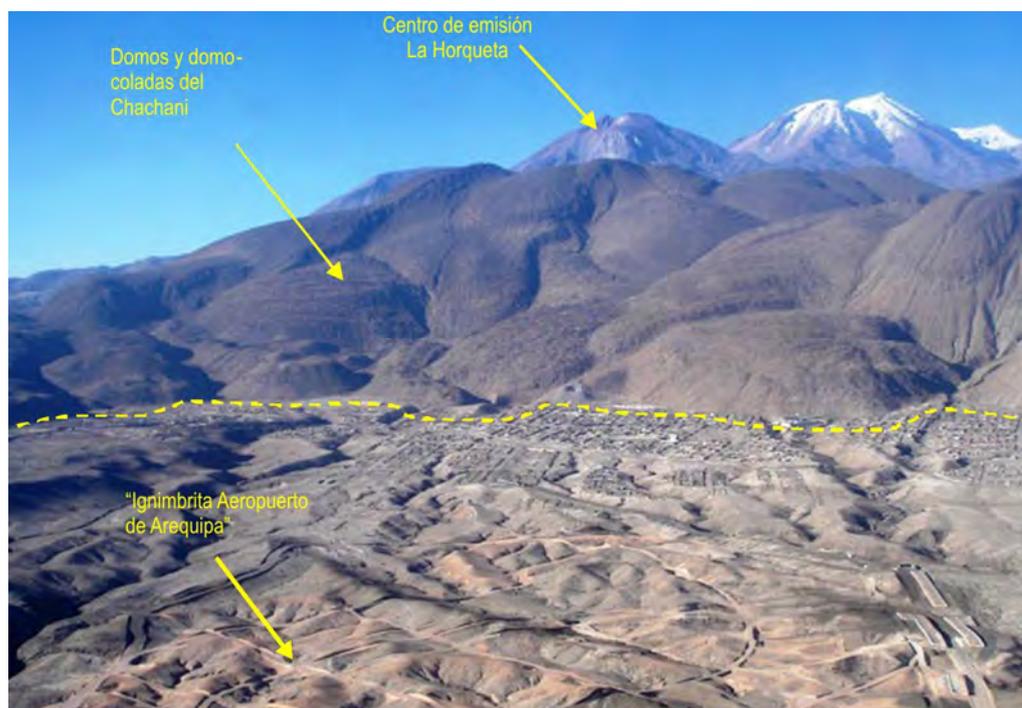


Figura 2.10 Planicie ignimbrítica que ha sido cubierta parcialmente por flujos de lavas del volcán Chachani.

CAPÍTULO III

GEOLOGÍA REGIONAL

En este capítulo se tratará brevemente el contexto geodinámico y el volcanismo en los Andes Centrales durante el Cenozoico, así como el marco estructural y estratigráfico de la zona de estudio.

CONTEXTO GEODINÁMICO Y VOLCANISMO EN LOS ANDES CENTRALES DURANTE EL PLIO-CUATERNARIO

La Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC), localizada entre el sur del Perú, oeste de Bolivia y el norte de Chile (15°S a 28°S), se ha mantenido activa durante el Plio-Cuaternario (De Silva y Francis, 1991). El volcanismo en la ZVC y el levantamiento de la Cordillera de los Andes (orogenia andina), son generados por la subducción de la placa oceánica de Nazca, debajo de la placa continental sudamericana. Actualmente, la dirección de convergencia entre la placa de Nazca y la Placa Sudamericana es de N78°E, con una velocidad de 5-7 cm/año (Somoza, 1998; Norabuena et al., 1999). El arco volcánico se desarrolló aproximadamente a 240 km del borde de la placa sudamericana, paralelamente a la fosa peruano-chilena.

Según Mamani et al. (2010), existe una correlación entre la composición del magma y la evolución de la orogenia Andina. Luego del análisis de datos geoquímicos, concluyen que el engrosamiento y levantamiento de la corteza continental se iniciaron en el Oligoceno medio (30 Ma) y que se mantuvo continuo a lo largo del Neógeno. Así mismo, Isacks (1988) indica que la corteza de la zona central de los Andes, sufrió engrosamiento y levantamiento importantes durante el Mioceno inferior a medio.

Por otro lado, Thouret et al. (2008) identificaron en los Andes de la zona sur del Perú varios períodos de levantamiento e incisión: (a) un levantamiento importante entre 24 y 13 Ma, donde se emplazaron ignimbritas soldadas en las zonas de Nazca y Moquegua (24.6 a 21.8 Ma), la Ignimbrita Alpbamba (19.4 a 18 Ma) e ignimbritas en las zonas de Coropuna y Cotahuasi (Formación Huaylillas, 14.3 a 12.7 Ma); (b) período de levantamiento e incisión de valles entre 12.7 y 3.8 Ma, con importante incisión entre 9 a 4 Ma, donde se emplazaron por ejemplo ignimbritas en la zona de Caravelí (9.4 a 8.8 Ma), ignimbritas no soldadas en La Joya (4.9 a 3.6 Ma); (c) un segundo período de incisión de valles después

de 2.2 Ma, durante el cual se emplazaron ignimbritas no soldadas asociadas a calderas ubicadas debajo de los centros volcánicos Chachani, Coropuna y Ampato, como la Ignimbrita Aeropuerto (1.63 Ma).

Diversos autores han identificado varios arcos volcánicos en el sur del Perú durante los últimos 30 Ma. Así por ejemplo, Thouret et al. (2008), en base a un número importante de dataciones radiométricas, postularon la presencia de cuatro arcos volcánicos: a) el Arco Tacaza, desarrollado entre 30 y 15 Ma; b) el Arco Barroso Inferior entre 9 y 4 Ma; c) el Arco Barroso Superior entre 3 y 1 Ma; y d) el Arco Frontal del Pleistoceno-Holoceno (< 1 Ma). Además, en la zona oriental, se tiene una zona de tras arco, situado entre 250 y 300 km de la fosa, conformado por volcanes monogenéticos de composición shoshonítica y de edad Cuaternaria.

El arco volcánico actual de los Andes centrales tiene alrededor de 1000 km de largo y entre 60 y 80 km de ancho. 600 km corresponden a la provincia peruana. Esta cadena volcánica está constituida de estratovolcanes tales como el Sara Sara, Misti, Ubinas, Tutupaca y Yucamane; complejos volcánicos como el Sabancaya-Ampato, Coropuna, Chachani y Casiri; complejos de domos, como el Ticsani y Purupuruni; y finalmente, campos de volcanes monogenéticos como el de Huambo-Andahua-Orcopampa. Los depósitos más abundantes son flujos de lava, caídas piroclásticas, ignimbritas, avalanchas de escombros y volcanoclastos. De los volcanes citados, siete son volcanes activos, porque han tenido por lo menos una erupción durante el período denominado «histórico», es decir, posterior a la llegada de los españoles (1532 d.C.): el Sabancaya, Misti, Ubinas, Ticsani, Huaynaputina, Tutupaca y Yucamane.

Este arco volcánico es de naturaleza calcoalcalina, con predominio de las andesitas y dacitas de medio y alto-K (Lefevre, 1979; Gerbe & Thouret, 2004). Según Rivera et al. (2010), Hildreth & Moorbath (1988), Mamani et al. (2010), entre otros, durante la evolución y ascenso del magma intervienen otros procesos como la asimilación y la cristalización fraccionada (AFC), y la mezcla de magmas derivadas de la base la corteza continental y magmas provenientes del manto, en una zona denominada MASH: mezcla, asimilación,

acumulación y homogeneización (Hildreth & Moorbath, 1988). Todo ello atribuido al gran espesor de la corteza en esta zona, que es cercano a 70 km (James, 1971).

ESTRUCTURAS TECTÓNICAS

El estudio estructural abarca un área comprendida entre el Batolito de la Costa (sector Sur) y el estratovolcán glaciado Huacullane (al NO del Misti). Para ello se hizo la interpretación de las fotografías aéreas e imágenes satelitales. Asimismo, se compiló los trabajos de Suni (1999) y Thouret et al. (2001) y toda la información estructural fue plasmada en una imagen Landsat del año 2001 (fig. 3.1).

En la zona de estudio se han identificado tres sistemas principales de fallas y/o lineamientos, NO-SE, NE-SO y NNE-SSO (fig. 3.1). Según Mering et al. (1996), estos sistemas de fallas y lineamientos están controlados por la convergencia oblicua entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana. Estos sistemas son:

a) Sistema de fallas NO-SE: distribuido principalmente al este, entre Arequipa y el volcán Pichu Pichu, en la zona del Batolito de la Costa (al SO del Misti); al noreste, cerca de la represa El Fraile; y al noroeste, cerca del estratovolcán Huacullane. Dentro de este sistema de fallas, resalta la falla que pasa por el flanco NO del volcán Misti, zona donde existe una cicatriz de colapso importante y que posee una alta pendiente.

Por otro lado, la ciudad de Arequipa se encuentra en una depresión tectónica de aproximadamente 30 km de largo por 15 km de ancho; controlada por este sistema de fallas, limita por el este y norte con la cadena volcánica del Plio-Cuaternario y por el sur con el batolito de la Costa.

El límite norte del Batolito de la Costa está controlado por fallas normales NO-SE y ONO-ESE, que siguen el cauce del río Chili (fig. 3.1).

Según Mering et al. (1996), regionalmente el sistema NO-SE es el más difundido en el sur del Perú; la mayoría son fallas normales con un pequeño componente sinistral. En el campo se han identificado varias fallas normales que afectan principalmente a las rocas del Pleistoceno (figs. 3.2 y 3.3).

b) Sistema NE-SO: distribuido al sur del Batolito de la Costa, al este cerca del río Andamayo y al noreste del volcán Misti. Este sistema controla gran parte de la red de drenaje del río Andamayo y la Qda. San Lázaro. Este sistema de fallas tiene un componente tensional y posiblemente controle el volcanismo Plio-Cuaternario del sur del Perú (Mering et al., 1996), como puede verse en la zona de los volcanes Misti y el complejo volcánico Ampato-Sabancaya (fig. 3.1, recuadro B). Sin embargo, se necesitan mayores estudios para conocer el control tectónico del volcanismo en esta zona.

c) Sistema NNE-SSO: que se observa al sur de los volcanes Misti y Chachani, y al SE de la zona de estudio, en el Batolito de la Costa. Entre las estructuras que se destacan tenemos una falla muy joven que atraviesa los domos del volcán Chachani, cerca al aeropuerto de Arequipa, y los lineamientos en el río Yura (sur de Yura) y en la Qda. Agua Salada, entre otros. También este sistema se puede observar al oeste del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.

ESTRUCTURAS VOLCÁNICAS

Se han identificado estructuras volcánicas de destrucción, tales como calderas de avalancha y cráteres, así como estructuras volcánicas de construcción como domos y domos-coladas.

Cicatriz de colapso

Estas estructuras poseen forma de herradura y se han identificado 3:

- En el complejo volcánico Pichu Pichu, se observa una estructura en forma de herradura de alrededor de 10 km de diámetro, que se encuentra abierto hacia el SO (fig. 3.1.). Posiblemente a esta estructura estén asociados extensos depósitos de avalanchas de escombros, que afloran en la zona del río Andamayo y sector de Jesús, ubicados al este de la ciudad de Arequipa. Es posible que la cicatriz de colapso inicial haya tenido un menor diámetro y posiblemente se incrementó por procesos de erosión glaciar y posteriores movimientos en masa más pequeños.
- En el flanco NO del estratovolcán Misti (fig. 3.1), se encuentra una escarpa parecida a una cicatriz de colapso, de la cual se presume estarían asociados los depósitos de avalancha de escombros que afloran en el cañón del río Chili, cerca de la hidroeléctrica Charcani V.
- En la zona inferior del flanco NO, también se observa una cicatriz en forma de herradura, de poco más de 2 km de diámetro, abierta hacia el río Chili, posiblemente asociada a procesos de movimientos en masa.
- En el estratovolcán glaciado Huacullane, ubicado al norte del complejo volcánico Chachani (fig. 3.1), se tiene un anfiteatro de casi 6 km de diámetro, que parece ser una cicatriz de colapso; sin embargo, en dicha zona no se han identificado depósitos de avalanchas de escombros. Posiblemente se trate de una estructura de origen glaciar.

Cráteres y calderas

En el complejo volcánico Chachani se han identificado 10 centros de emisión (Forget, 2004). Tres de ellos están asociados al edificio central Chachani propiamente dicho y 7 al edificio más reciente,

ubicado al SO del complejo volcánico, en los cerros La Horqueta, El Rodado, Pampa de Palacio, Los Andenes y La Rinconada (fig. 3.1). Sin embargo, un posterior estudio, el de Suaña (2012), identificó 9 cráteres en este complejo volcánico.

En la cima del estratovolcán Baquetane (al norte del volcán Chachani), se encuentra una caldera inferida de alrededor de 5 km de diámetro (fig. 3.1). Posiblemente la Ignimbrita Yura, que aflora a lo largo del valle del río Yura, está asociada a dicha caldera.

En la cima del volcán Misti se han identificado dos cráteres anidados que ya han sido descritos en el acápite 2.10 (figs. 2.8, 2.9 y 3.1).

Domos y domos-coladas

Hay presencia de domos y domos-coladas en el complejo volcánico Chachani, cerca al aeropuerto de Arequipa, los mismos que ya han sido descritos en el acápite 2.11.

MARCO ESTRATIGRÁFICO

El substrato del área de estudio está conformado por rocas metamórficas (Proterozoico), rocas sedimentarias de origen marino del Jurásico y Cretáceo Inferior (Formación Socosani y Grupo Yura), rocas intrusivas del Cretáceo Superior y Paleoceno (Batolito de la Costa), ignimbritas y flujos de lava del Neógeno (Volcánicos Chila y Grupo Barroso) y depósitos de avalanchas de escombros del Pleistoceno (volcán Pichu Pichu), los cuales son descritos a continuación (fig. 4.1).

Gneis del Meso-proterozoico y Neo-proterozoico

En áreas aledañas al volcán Misti, en los sectores de Tiabaya y Cerro verde, afloran rocas metamórficas, en particular el gneis Charcani. Estas rocas son de grano medio a grueso, con bandas de coloración rosada que contienen cuarzo y feldespato potásico, así como bandas de coloración verdosa que contienen un alto porcentaje de anfíbol y biotita. En algunos sectores, también dentro de esta unidad, se presentan esquistos micáceos y filitas de color marrón en láminas de unos milímetros a centímetros, con presencia de mica blanca y minerales de cuarzo recristalizados. Según Martignole et al. (2003), se trata de rocas de muy alta temperatura y presión.

Una muestra de este gneis, ubicado en las inmediaciones de Tiabaya dio una edad de 679 ± 12 Ma, mediante el método K/Ar (Stewart et al., 1974). Por otro lado, Torres et al. (2008) propone para muestras de esta unidad provenientes de Cerro Verde, edades de metamorfismo en 1090-1034 y 679-433 Ma; y para el gneis de Charcani, entre 1012-991 Ma. Estas diferentes edades están asociadas a varios períodos de metamorfismo regional ocurridos en esta región.

Rocas sedimentarias marinas del Jurásico inferior a medio

Se han identificado secuencias sedimentarias al oeste del volcán Misti, en la localidad de Socosani. Estas secuencias están conformadas por calizas y lutitas con intercalaciones de areniscas, y de sedimentos volcanoclásticos. Esta secuencia sedimentaria se denomina Formación Socosani, la cual en base a fósiles de amonites (Phymatoceras, Dactylioceras, Zugodactylites, Graphoceras y Sonninia), se le ha asignado una edad del Jurásico inferior y medio (Benavides, 1962).

Rocas clásticas marinas del Jurásico superior a Cretáceo inferior

A 15 km al oeste del volcán Misti, en la margen derecha del río Yura, afloran secuencias de areniscas, lutitas, cuarcitas y niveles de calizas, que conforman el Grupo Yura, descrito por Jenks (1948) y posteriormente dividido por Benavides (1962) en las formaciones Puente, Cachios, Labra, Gramadal y Hualhuani. En dicha zona, la secuencia sedimentaria en mención posee hasta 1000 m de espesor y son del Jurásico superior a Cretáceo inferior.

Rocas intrusivas del Cretáceo superior y Paleoceno (I-gd)

Estas rocas intrusivas forman parte del Batolito de La Caldera (figs. 3.4 y 4.1), las cuales han sido datadas entre 83 y 81 Ma (Moore, 1984). Estas rocas se encuentran intruyendo las rocas metamórficas del Precámbrico (gneis de Charcani). Se trata de granodioritas y gabrodioritas. Las más abundantes son las granodioritas de color gris claro rosáceo y textura fanerítica, cristalina, con presencia de feldespato alcalino (ortoclasa), plagioclasa, cuarzo y micas. Afloran al SO del volcán Misti, en la zona de Tiabaya, Yarabamba y Cerro Verde. Estas rocas están intruyendo a rocas sedimentarias de la Formación Socosani y al Grupo Yura, y se le ha asignado una edad del Cretáceo superior a Paleógeno.

Ignimbritas del Neógeno y Cuaternario del área de Arequipa

En la depresión tectónica de Arequipa, se han identificado varias secuencias importantes de ignimbritas. Según Paquereau et al. (2006), se han identificado 4 secuencias ignimbriticas, emplazadas entre el Mioceno y Pleistoceno. Se trata de la ignimbrita «Río Chili», la ignimbrita «La Joya», la ignimbrita «Aeropuerto de Arequipa» y la ignimbrita «Yura» (figs. 3.5, 3.6, 3.7 y 4.1). En nuestra área de estudio encontramos tres de ellas, descritas a continuación:

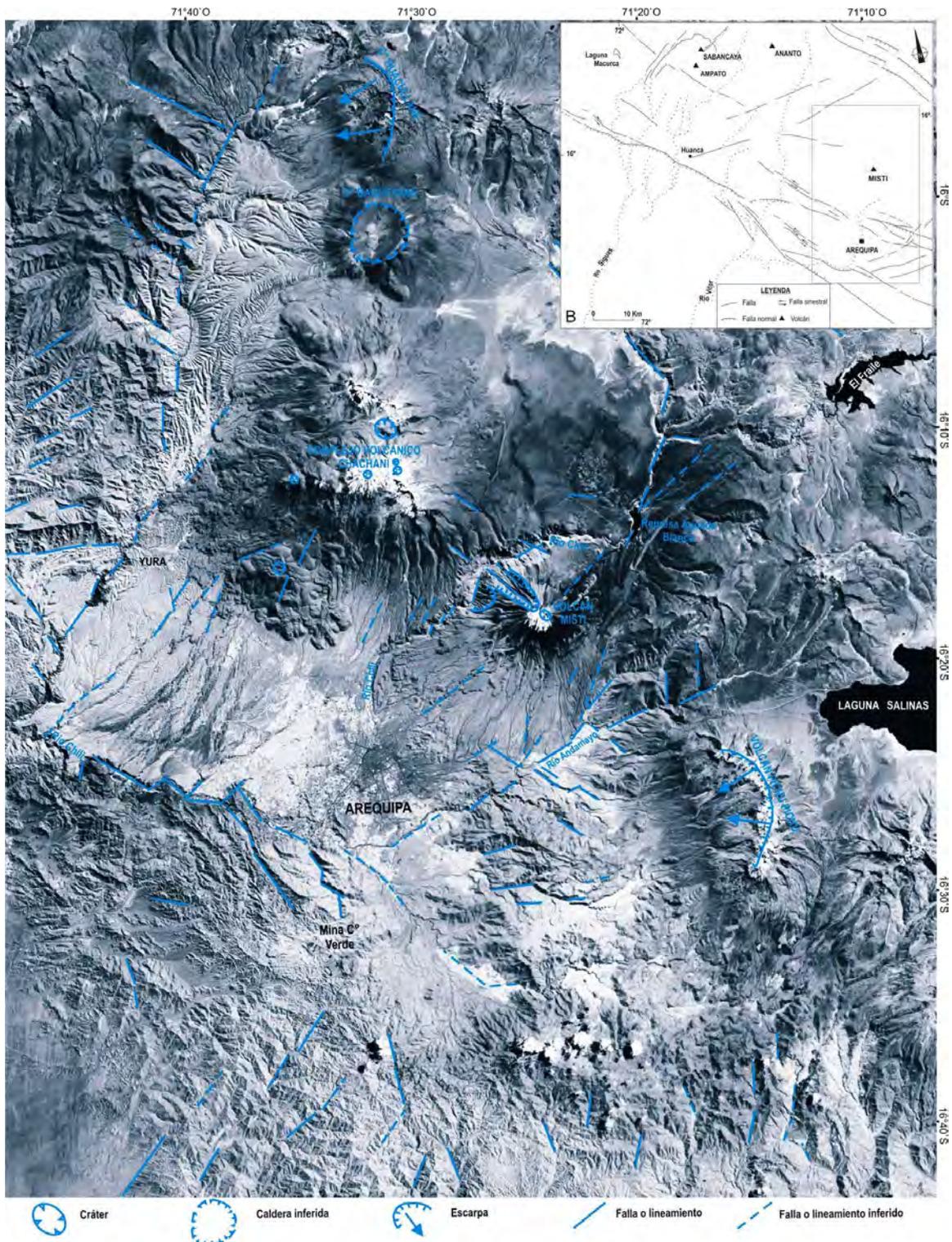


Figura 3.1 Imagen Landsat TM, donde se muestran las principales estructuras volcánicas (cráteres, calderas), además de fallas y lineamientos del volcán Misti y alrededores. En el volcán Misti se tienen 2 cráteres anidados, en el complejo volcánico Chachani 10 cráteres y en el cerro Baquelane una probable caldera. Asimismo 3 calderas de avalancha que corresponden a colapsos sectoriales ocurridos en los volcanes Misti, Pichu Pichu y Huacullane. También se tienen tres principales sistemas de fallas o lineamientos, los de dirección NO-SE, NE-SO, y NNE-SSO. b) En recuadro superior, estructuras tectónicas más resaltantes de la región Sur. Destacan fallas normales y sinistral de dirección NO-SE, así como estructuras tensionales de dirección NE-SO, que posiblemente controlen el volcanismo Plio-Cuaternario en la zona, como se observa en el complejo volcánico Ampato-Sabancaya (tomado de Mering et al., 2006).



Figura 3.2 Fallas normales visibles en el sector de Jesús y Chiguata, que afectan depósitos de caída piroclástica y flujos piroclásticos del Pleistoceno Tardío. En la parte superior: depósito de flujo piroclástico de escoria y ceniza del volcán Misti, que no ha sido afectado por dichas fallas.



Figura 3.3 Fallas normales que están afectando una secuencia de depósitos lacustrinos del Pleistoceno en el sector del río Andamayo-Chiguata. Estos depósitos están conformados por lutitas y lutitas limosas.



Figura 3.4 Rocas intrusivas del Batolito de La Caldera, que afloran al sur de la ciudad de Arequipa, entre el distrito de Hunter y la mina Cerro Verde. Foto en dirección sur.

- a) La ignimbrita «Río Chili» (IG-ch). Aflora en toda la depresión tectónica de Arequipa (figs. 3.5 y 3.6). Esta ignimbrita de 50 a 200 m de espesor posee alto contenido de fenocristales de plagioclasa, anfíboles, biotita, sanidina, cuarzo y óxidos de Fe-Ti (Paquereau et al., 2006). Los depósitos en algunos sectores están parcialmente soldados y en otros no lo están. En el cañón del río Chili, estas ignimbritas poseen más de 150 m de espesor; están soldadas y presentan «fiamas» de tamaños centimétricos. Esta ignimbrita ha sido datada por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar en 13 Ma.
- b) La ignimbrita «La Joya» (IG-lj). Aflora en las zonas de Yarabamba, río Chili, Yura y La Joya, a lo largo de casi 800 km² (figs. 3.5 y 3.6). Los depósitos no son soldados a ligeramente soldados y poseen espesores de 5 a 80 m y presentan «fiamas». Ha sido datada en 4.89 a 4.78 Ma y posee alto contenido de plagioclasa, sanidina, cuarzo, biotita, óxidos de Fe-Ti y anfíbol, y es de composición riolítica (Paquereau et al., 2006).
- c) La ignimbrita «Aeropuerto de Arequipa» (IG-a). Aflora en toda la depresión tectónica de Arequipa, en más de 600 km² (figs. 3.5 y 3.7). Posee espesores que varían entre 5 a 100 m. Tiene dos facies: una inferior de color blanco grisáceo, bastante consolidada y una superior de color rosado que se presenta no consolidada. Los depósitos no son soldados. Ha sido datada en 1.65 Ma, posee alto contenido de plagioclasas, biotita, óxidos de Fe-Ti, cuarzo, sanidina y anfíbol, y su composición es dacítica a riolítica (Paquereau et al., 2006).
- d) Ignimbrita «Tufos Yura». Aflora al norte y noroeste del volcán Misti, en la sub cuenca del río Yura, cubriendo una superficie

de menos 150 km². Estos flujos piroclásticos se encuentran ligeramente endurecidos y han sido datados en 1.02 Ma por (Paquereau et al., 2006). Estas ignimbritas se han emplazado en forma de capas que miden entre 8 a 30 m de espesor y provienen del norte del masivo de Chachani, de la zona del Cerro Nocarani o del Cerro Baquetane.

Flujos de lava andesítica con anfíbol y piroxenos de 6 Ma (FL-Ba-inf)

Estas lavas afloran entre 10 y 14 km al SO del Misti, en los sectores de Villa Ecológica, Alto Selva Alegre y Miraflores (fig. 4.1). Se trata de flujos de lava de color gris verdoso, con pasta afanítica y pocos fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxenos. Los flujos de lava poseen espesores que varían entre 25 y 50 m; se hallan ligeramente silicificadas e infrayacen a los depósitos de avalanchas de escombros del volcán Misti. Han sido datados en 6 Ma (Rivera, 2010) y por lo tanto corresponden a la unidad Barroso Inferior (FL-Ba-inf). En estudios anteriores estas lavas fueron consideradas como parte del volcán Misti.

Secuencia de flujos de lava y piroclastos del Plioceno (FLP)

Estos depósitos afloran al sureste del volcán Misti, en las zonas de Cari Cari y Arenal, donde se encuentran infrayaciendo a las lavas del volcán Pichu Pichu (fig. 4.1). Están conformados por flujos de lava de composición andesítica y por secuencias de flujos piroclásticos intercalados con varios niveles de lahares. Han sido correlacionados por Guevara (1969) con los volcánicos Chila del Plioceno.

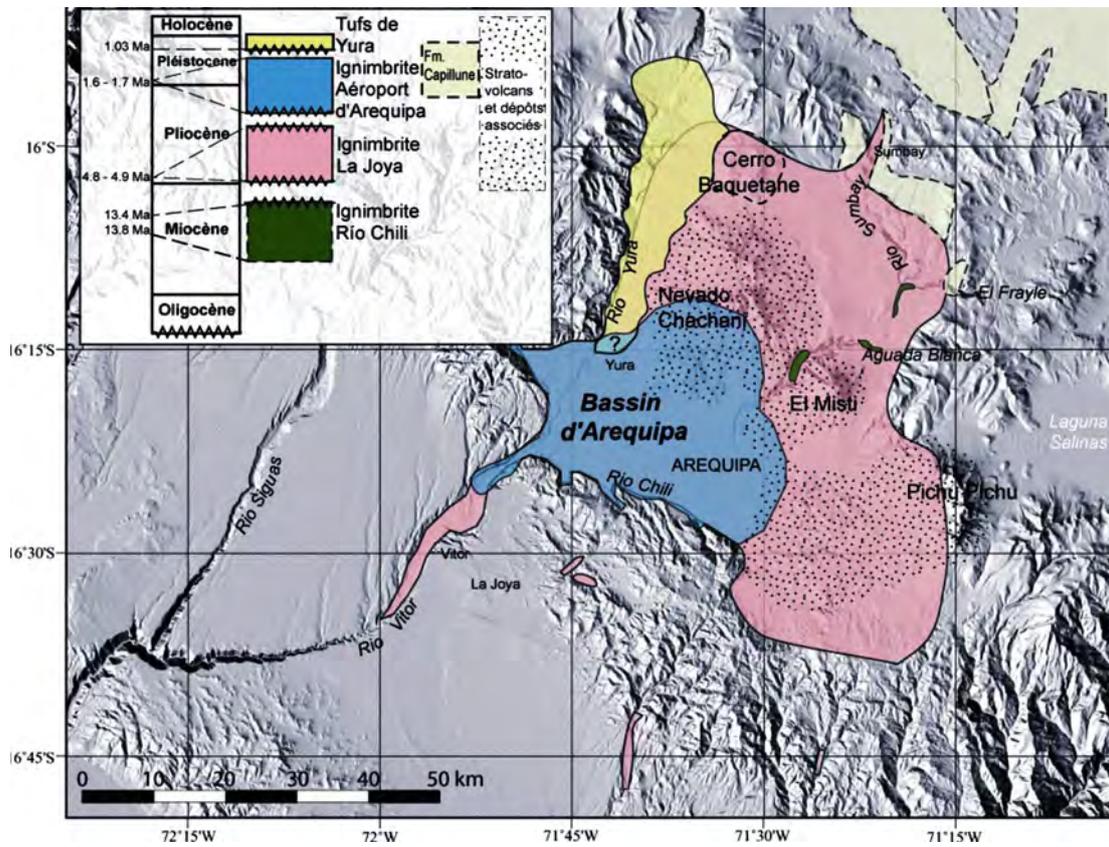


Figura 3.5 Distribución de ignimbritas emplazadas entre el Neógeno y Cuaternario en el área de Arequipa, las más antiguas fueron datadas en 13.19 Ma, y las más recientes en 1.03 Ma (tomado de Paquereau et al., 2006).



Figura 3.6 En la base, la Ignimbrita Río Chili (13 Ma), la cual está soldada a parcialmente soldada y presenta «flames» alineados en forma horizontal. En la parte media, la Ignimbrita La Joya, (4.89 a 4.78 Ma). En la parte alta, flujo de lava del volcán Chachani, datado en 833 Ka.



Figura 3.7 En la base, la Ignimbrita Aeropuerto de Arequipa (1.6 Ma). Dicha ignimbrita posee coloración rosada y no está soldada. La ignimbrita está sobreyacida por flujos de lavas en bloques del volcán Chachani. En la parte superior, los centros de emisión La Horqueta y Chachani.

Depósitos del complejo volcánico Pichu Pichu (Plio-Pleistoceno)

El macizo volcánico Pichu Pichu está ubicado al SE del volcán Misti. Está conformado por flujos de lavas, flujos piroclásticos, caídas piroclásticas y volcanoclastos. Estudios recientes le asignan una edad que va de 1 a 3 Ma, lo cual lo ubicaría como perteneciente al Grupo Barroso Superior (Thouret et al., 2008). Este macizo volcánico posee forma ligeramente elongada en dirección SE-NO, con alrededor 15 km de largo por 8 km de ancho, y en la zona alta del edificio se observa una gran cicatriz en forma de herradura (cicatriz de colapso), abierto en dirección SO. Al sur del volcán Misti y cerca del área de Arequipa, afloran importantes depósitos de flujos piroclásticos y avalanchas de escombros asociados al Pichu Pichu, los cuales se describen a continuación:

a) Depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza (FPB-pi)

A más de 20 km al oeste del Pichu Pichu, en los sectores de Yumina y el río Andamayo, se distinguen depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza, consolidados, de más de 60 m de espesor. Estos depósitos infrayacen a los depósitos de avalancha de escombros del volcán Pichu Pichu (fig. 2.6). Por su posición estratigráfica y ubicación, estos depósitos piroclásticos han sido asociados al volcán Pichu Pichu.

b) Depósitos de avalanchas de escombros (DA-pi)

Los depósitos de avalanchas de escombros afloran al oeste del complejo volcánico Pichu Pichu y se originaron debido a un colapso sectorial de dicho volcán, el cual ocurrió hace aproximadamente 1 Ma (Legros et al., 2000). Se encuentra sobre la ignimbrita Aeropuerto de Arequipa, que tiene 1.65 Ma (Paquereau et al., 2006). Esta avalancha recorrió más de 22 km en dirección SO, llegando hasta la zona de Jesús, Paucarpata, Chiguata e inmediaciones del distrito de Characato (figs. 3.8 y 3.9).

El depósito está constituido por fragmentos heterogéneos de rocas no consolidadas o pobremente consolidadas, en su mayoría bastante hidrotermalizadas, y que están incluidos dentro de una matriz limo-arenosa. Los fragmentos líticos son angulosos a subangulosos, de un amplio rango de tamaños (centimétricos a más de 3 m de diámetro), que evidencian un mal sorteo del depósito. Se han encontrado facies de matriz y facies de bloques. Los clastos en los megabloques están bastante fracturados (fig. 3.8). En algunas zonas se nota cierto arreglo mutuo tridimensional, con estructuras de tipo «rompecabezas», denominados *jigsaw* (fig. 3.9).

Estos depósitos, superficialmente, presentan una morfología dominada por colinas cónicas (*hummocks*) de 10 a 30 m de alto, que se pueden observar principalmente en el sector medial a distal, entre Pocsí, Jesús y Yumina (fig. 2.6).

Se infiere que provienen del macizo volcánico Pichu Pichu, debido a que el seguimiento de estos depósitos, así como sus espesores que va en aumento en dirección este, apunta a que su fuente es el

Pichu Pichu; adicionalmente, por la presencia del anfiteatro en forma de herradura en el Pichu Pichu, que se halla abierto hacia el oeste.



Figura 3.8 Depósito de avalanchas de escombros del volcán Pichu Pichu. Posee más de 30 m de espesor y está conformado por facies de matriz y facies de bloque. Sector de Jesús, Arequipa.



Figura 3.9 Fotografía en detalle del depósito de avalanchas de escombros del volcán Pichu Pichu. Se observan facies de matriz y facies de bloques, así como estructuras tipo «rompecabezas» o jigsaw, originadas por la cataclasis de los bloques de roca durante el movimiento de la avalancha.

Depósito lacustrino del Pleistoceno (DL-pi)

Los depósitos lacustrinos afloran al sur del volcán Misti, en la zona del río Andamayo y Chiguata. Están conformados por una secuencia de lutitas y lutitas limolíticas, de coloración gris blanquecina, que posee hasta 40 m de espesor. Presentan estructuras tipo *slumpy* y están afectados por fallas normales (figs. 3.3 y 4.1).

La secuencia lacustrina limita hacia el SO con los depósitos de la avalancha de escombros del Pichu Pichu. Por otro lado, los depósitos lacustrinos sobreyacen a la ignimbrita Aeropuerto de Arequipa (río Andamayo, cerca al puente Chiguata); en algunos sectores sobreyacen también los depósitos de la avalancha de escombros del volcán Pichu Pichu. Por lo antes expuesto, inferimos que los depósitos lacustrinos se formaron hace menos de 1.65 Ma (edad de emplazamiento de la ignimbrita Aeropuerto de Arequipa), y posiblemente la formación del lago esté asociado al represamiento del río Andamayo, que en ese sector discurre en dirección NE-SO, originado por el emplazamiento de la avalancha de escombros del volcán Pichu Pichu, que se emplazó en dirección casi E-O.

Protrusión riolítica (PR)

Una protrusión riolítica ha sido cartografiada al noroeste del volcán Misti, en el cañón del río Chili (fig. 4.1). El afloramiento se halla ligeramente elongado en dirección NE-SO, con 1 km de largo y poco más de 0.4 km de ancho.

Depósitos del complejo volcánico Chachani, del Pleistoceno (FL-ch1, SV-ch, FL-ch, FI-ch2)

El complejo volcánico Chachani se encuentra al noroeste del volcán Misti. Está conformado por siete edificios volcánicos, varios centros de emisión, flujos de lavas, domos, domos coladas, sedimentos volcanoclásticos y depósitos piroclásticos (figs. 2.10, 3.6 y 4.1). Este complejo volcánico, según Thouret et al. (2008) y Forget (2004), se formó desde hace 1 Ma.

El edificio volcánico más antiguo se emplazó en el lado norte del complejo, conformado por los edificios La Chingana, Los Caracoles, Colorado y Nocarane. Este último alcanza la mayor altura, con 5784 msnm. En este edificio de 0.7 a 1 Ma (Forget, 2004) se han identificado 1 domo, así como 6 circos glaciares de entre 0.5 y 1.0 km de diámetro.

En la parte central del complejo volcánico, se encuentra el edificio Chachani (FL-ch1) propiamente dicho (fig. 4.1), que alcanza una altura máxima de 6057 msnm. En este edificio se han identificado 3 cráteres, 7 domos y domos-coladas y hasta 9 circos glaciares; la edad del edificio es de 0.7 a 0.5 Ma (Forget, 2004).

Un abanico de sedimentos volcanoclásticos de 10 a 40 m de espesor (SV-ch) aflora en la margen derecha del cañón del río Chili, entre la Escuela de Policía y Chilina (fig. 4.1). Se trata de depósitos conformados por bloques de coloración pardo-oscuro y de textura escorácea, englobados por una matriz limo-arenosa y fragmentos líticos. También presenta bloques con estructuras tipo «costra de pan». Dado que el depósito yace en la base del complejo volcánico Chachani, se cree que está asociado a dicho volcán.

Una secuencia de flujos de lava andesítica, datada en 833 ka (Thouret et al., 2001), ha sido cartografiada al SO del volcán Misti (FL-ch), a lo largo de ambas márgenes del río Chili (fig. 4.1 y 4.7). Estos flujos poseen un espesor total que oscila entre 20 y 150 m, con unidades de flujo que miden entre 10 a 30 m de espesor. Las lavas poseen un color gris oscuro, contiene abundantes fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno, englobados por una pasta afanítica. Las lavas sobreyacen a depósitos volcanoclásticos del volcán Chachani e ignimbritas del Mioceno y Pleistoceno, y subyacen a depósitos de avalanchas de escombros del volcán Misti (fig. 4.7). Estos flujos de lava han sido considerados por Thouret et al. (2001) como parte del edificio Misti 1; sin embargo, el cartografiado geológico realizado por el INGEMMET y los análisis geoquímicos indican que este flujo proviene del volcán Chachani.

El edificio más joven del complejo volcánico Chachani se emplaza al SO (fig. 4.1). Comprende los edificios La Rinconada, Los Andenes, Pampa de Palacio, El Rodado, La Horqueta y los domos ubicados cerca al Aeropuerto (FL-ch2). Este edificio está conformado principalmente por flujos de lava, domo-coladas y domos de lava (figs. 2.10 y 3.6). Se han identificado 7 cráteres o centros de emisión y 4 domos de entre 300 y 600 m de diámetro. La edad de los depósitos va de 0.5 a 0.01 Ma (Forget, 2004).

En la zona de Alto Cayma, al sur del estratovolcán Chachani, afloran depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza (FPB-ch) de entre 1 y 10 m de espesor. Los bloques de lava alcanzan hasta 1 m de diámetro, pero abundan los de 0.05 a 0.25 m de diámetro. Los bloques poseen alto contenido de fenocristales de plagioclasa, anfíbol y algo de cuarzo, todo ello en una matriz vítrea. El depósito no se encuentra consolidado y los bloques poseen una litología homogénea, posiblemente de composición dacítica. En los bloques se observan estructuras de enfriamiento, buen desarrollo de fenocristales y presencia de vesículas, características típicas de depósitos de colapso de domos.

Finalmente, en las planicies de acumulación del complejo volcánico Chachani (flanco sur del complejo volcánico, LH-ch), sectores de Alto Cayma, Aeropuerto y Enace afloran depósitos de lahares (fig. 4.1).

Depósitos fluvio-glaciares del Pichu Pichu (FG-pi)

Esta unidad está conformada por una mezcla de bloques heterométricos y polilitológicos, angulosos, subangulosos y subredondeados, incluidos dentro de una matriz fina limo-arenosa (fig. 4.1). Posee una grosera estratificación y su espesor varía de 1 a 5 m. Estos depósitos afloran al SO del volcán Pichu Pichu, en las quebradas que drenan hacia la cuenca del río Andamayo.

Depósitos del volcán Misti (Pleistoceno-Holoceno)

Los depósitos del volcán Misti incluyen una gama bastante amplia de productos volcánicos, entre flujos de lava, flujos piroclásticos,

caídas piroclásticas, oleadas piroclásticas, lahares y avalanchas de escombros. La secuencia estratigráfica y evolución volcánica del Misti se describen en detalle en el capítulo IV.

Depósitos aluviales del Holoceno (AL)

Se encuentran bastante distribuidos en toda la zona de estudio, principalmente en el lecho de los ríos Andamayo y Chili, así como de las quebradas que drenan hacia ambos ríos (fig. 4.1). Son depósitos de algunos decímetros a varios metros de espesor. Están conformados por bloques subredondeados a redondeados (cantos rodados), distribuidos en una matriz de arena y limo. Presentan estructuras de estratificación cruzada y laminar.

CAPÍTULO IV

ESTRATIGRAFÍA Y EVOLUCIÓN DEL VOLCÁN MISTI

Estudios importantes sobre la estratigrafía y evolución del volcán Misti fueron realizados por Thouret et al. (2001), Legros (2001) y Suni (1999). Posteriormente, se han realizado trabajos centrados en la erupción de hace 2 ka años del volcán Misti (Cobeñas et al., 2012; Harpel et al., 2011; Tepley et al., 2013). Durante los años 2005 y 2006, el INGEMMET realizó el cartografiado geológico a escala 1/25 000 del volcán Misti, el cual sirvió para elaborar el mapa de peligros del volcán Misti que se presenta en este boletín.

El estratovolcán Misti se emplazó sobre un substrato conformado por ignimbritas del Mioceno-Pleistoceno, así como sobre depósitos volcanoclásticos del volcán Chachani del Pleistoceno (fig. 4.1, lámina N° 1). El edificio volcánico Misti está constituido por cuatro edificios principales, denominados por Thouret et al. (2001) como Misti 1, Misti 2, Misti 3 y Misti 4 (figs. 4.1 y 4.2).

EDIFICIO MISTI 1

El edificio Misti 1 forma la base del edificio volcánico. Posee pendientes bajas y está conformado principalmente por flujos de lava y depósitos de avalanchas de escombros, intercalados con depósitos volcanoclásticos y flujos de escoria. Este edificio se emplazó posiblemente entre 833 y 112 ka. Las lavas poseen composición andesítica (60.4 a 62.2 % de SiO₂) y dacítica (64.2 % de SiO₂).

Secuencia de flujos de lava en bloques, depósitos piroclásticos y volcanoclásticos (FL-m1-1)

Esta secuencia aflora en los sectores NO y SO. Son flujos de lava en bloques, de color gris oscuro, están ligeramente vesiculados y son de textura porfirítica; contienen abundantes fenocristales de plagioclasa, de hasta 4 mm de tamaño, y en forma restringida, anfíbol. Uno de los afloramientos de 3 km de largo por 1 km de ancho y 50 m de espesor en promedio, situado a 12 km al SO del cráter, cerca de Miraflores (figs. 4.1 y 4.9), se halla subyaciendo a los depósitos de avalanchas de escombros del volcán Misti.

En el flanco NO del volcán Misti, en el cañón del río Chili, esta secuencia posee cerca de 300 m de espesor. Además de los flujos de lava, se han identificado flujos piroclásticos de bloques y ceniza,

flujos piroclásticos de pómez y ceniza, y también depósitos volcanoclásticos.

Flujos de lavas en bloques con anfíbol y piroxenos (FL-m1-2)

Estos flujos de lava poseen cerca de 3 km de largo, por 2 km de ancho y cerca de 70 m de espesor. Afloran a 14 km al SO del cráter del Misti, entre las quebradas Chical y San Lázaro (figs. 4.1 y 4.9). Son flujos de lava en bloques, de color gris claro, textura porfirítica y con abundantes fenocristales de plagioclasa de hasta 5 mm de tamaño, anfíbol de hasta 4mm y dos tipos de piroxenos (orto y clinopiroxeno).

Depósitos de avalanchas de escombros (DA-m1-1)

Los afloramientos se extienden hacia el sur, oeste y SO del Misti, entre 11 y 8 km del cráter (figs. 2.5, 4.2, 4.3 y 4.7). El depósito tiene un espesor promedio de 60 m y cubre una superficie aproximada de 40 km². Algunos afloramientos, principalmente en el sector SO (Villa Ecológica), presentan morfología típica de montículos o colinas pequeñas (*hummocks*), de hasta 70 m de alto (figs. 2.5 y 4.10). El depósito presenta predominantemente facies de matriz y ocasionalmente facies de bloques (figs. 4.10 y 4.12), estos últimos rodeados normalmente por facies de matriz. La facie de matriz consta de clastos de tamaño milimétrico a centimétrico, los cuales se hallan bastante hidrotermalizados. En la facies de bloques, los clastos son de tamaño métrico, con muy escasa matriz. Los clastos se hallan bastante fracturados y poseen estructuras en rompecabezas, característica de este tipo de depósitos. En ambas facies la litología es heterogénea, pues se han encontrado clastos de lava andesítica y dacítica, pómez, ceniza y material fino bastante hidrotermalizado.

Estos depósitos de avalanchas de escombros se encuentran infrayaciendo a flujos de lavas en bloques del Misti 2; en algunos casos están cubiertos por depósitos piroclásticos del Holoceno. No se han encontrado afloramientos en sectores proximales al edificio volcánico. Asimismo, en el edificio volcánico no se ha podido identificar la cicatriz de colapso que originó esta avalancha; posiblemente esta se encuentre cubierta por flujos de lava más recientes.

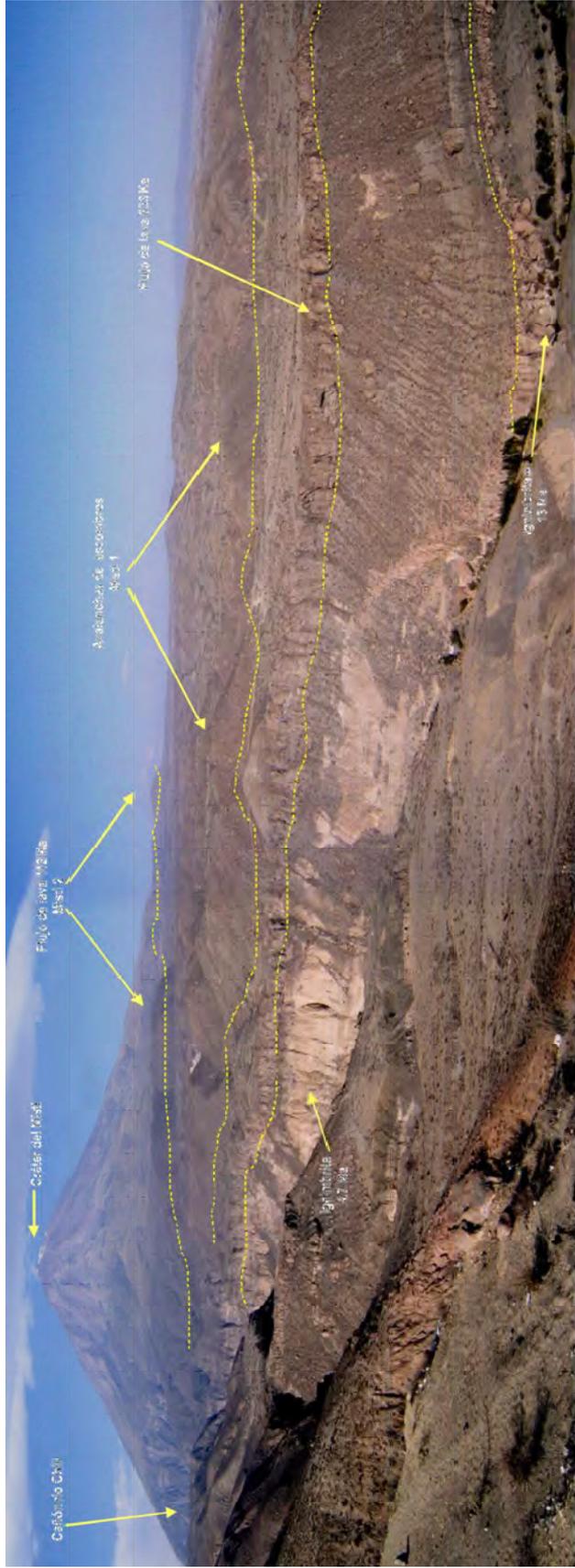


Figura 4.2 En la base, ignimbritas que conforman el sustrato: la ignimbrita Río Chili (13.1 Ma) y la ignimbrita La Joya (4.7 Ma). Sobreyace a las ignimbritas el flujo de lava de hace 833 ka y depósitos de avalanchas de escombros del Misi 1. Al fondo, la secuencia de flujos de lava datadas en 112 ka, perteneciente al edificio Misi 2 (foto del flanco suroeste del volcán Misi).



Figura 4.3. Se pueden observar los 4 edificios que conforman el volcán Misti, así como las discordancias que separan dichos edificios (foto del flanco oeste del volcán Misti).

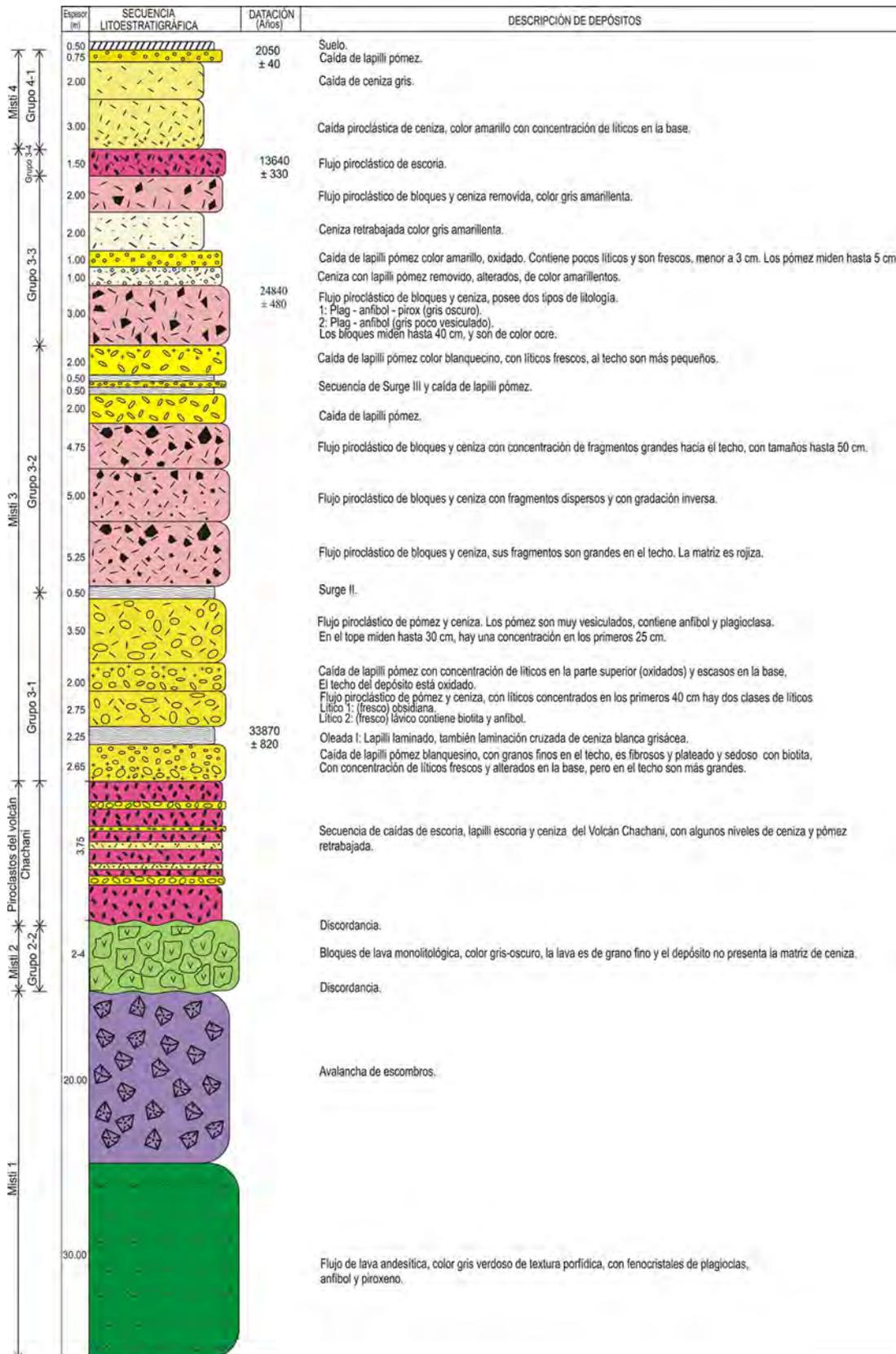


Figura 4.4 Columna estratigráfica de la quebrada Pastores, entre 10 y 12 km al SO del volcán Misti.

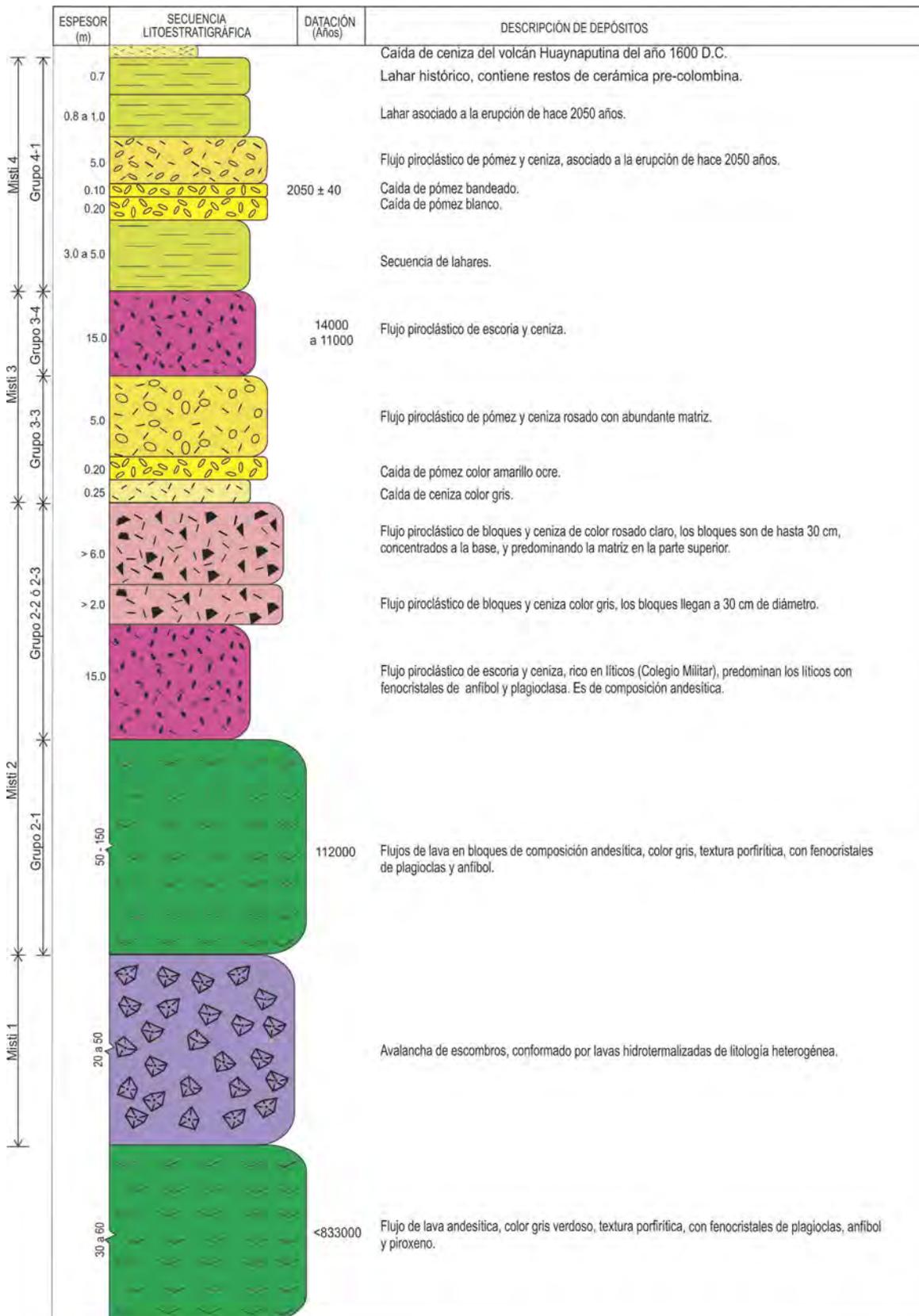


Figura 4.5 Columna estratigráfica de la quebrada San Lázaro, entre 14 y 16 km al SO del volcán Misti.

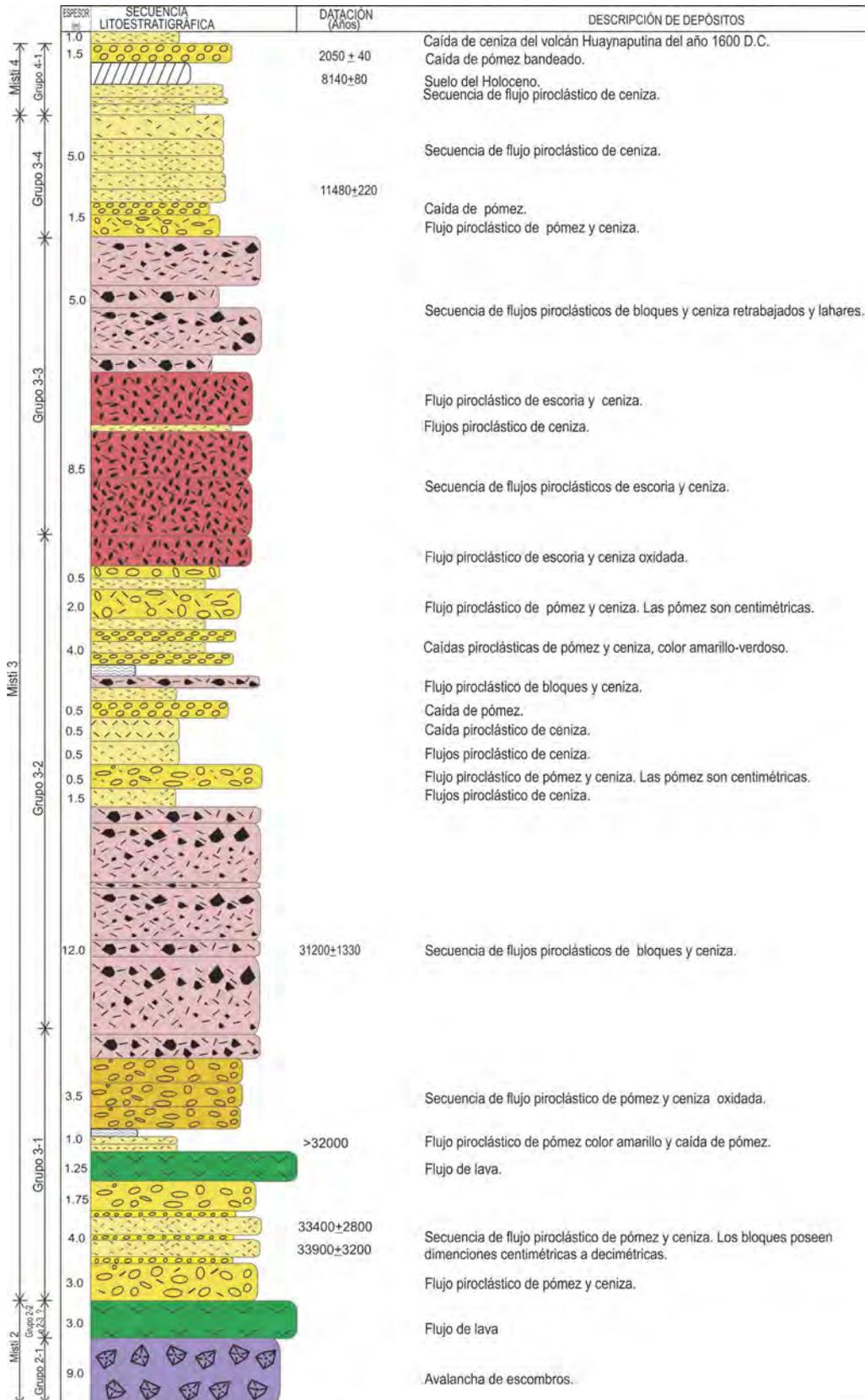


Figura 4.6 Columna estratigráfica de la quebrada Honda-Grande, situada a 8.5 km al sur del volcán Misti (Tomado de Thouret et al., 2001).

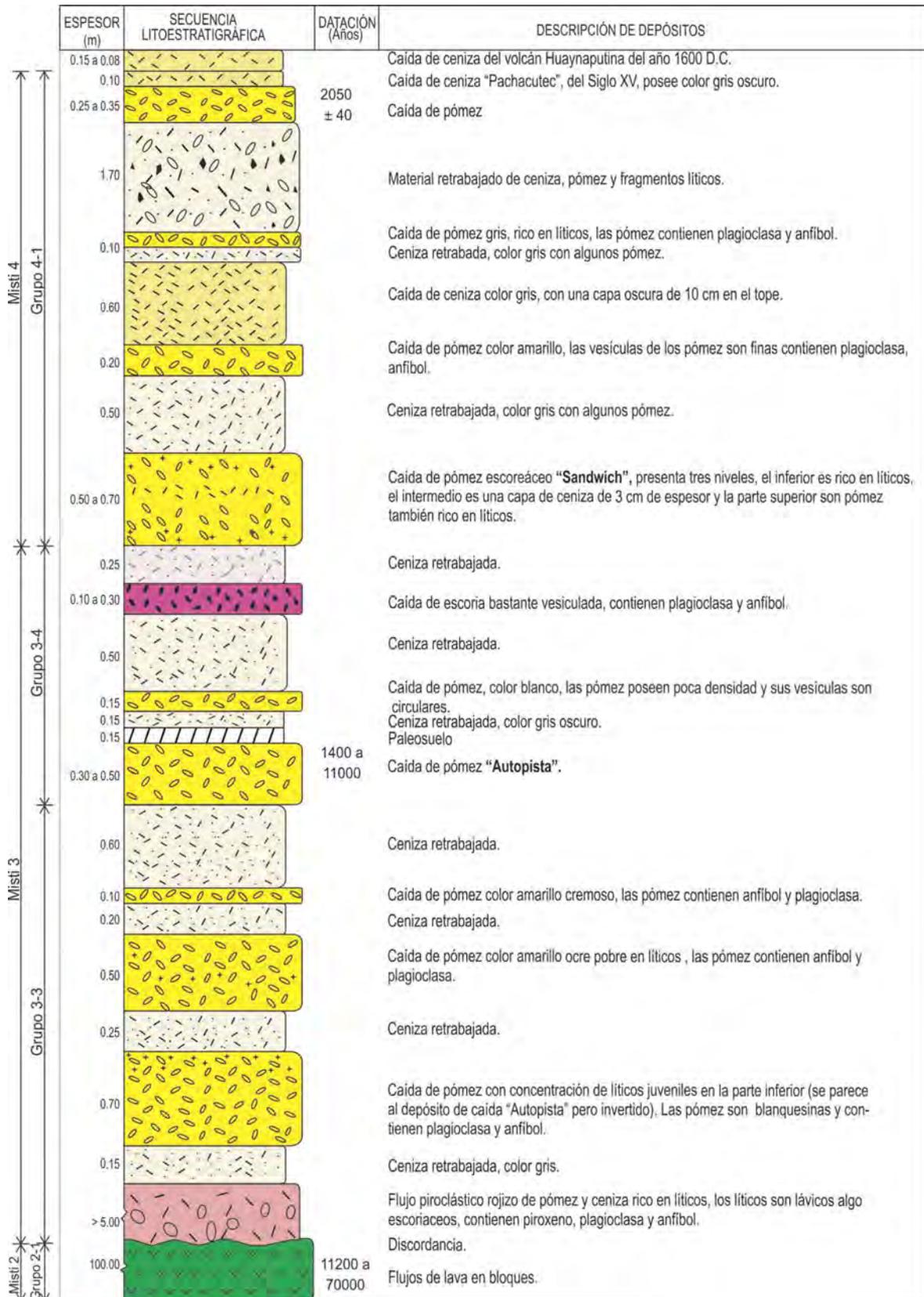


Figura 4.7 Columna estratigráfica del sector cerro Pacheco, entre 8-10 km al suroeste del cráter del volcán Misti.

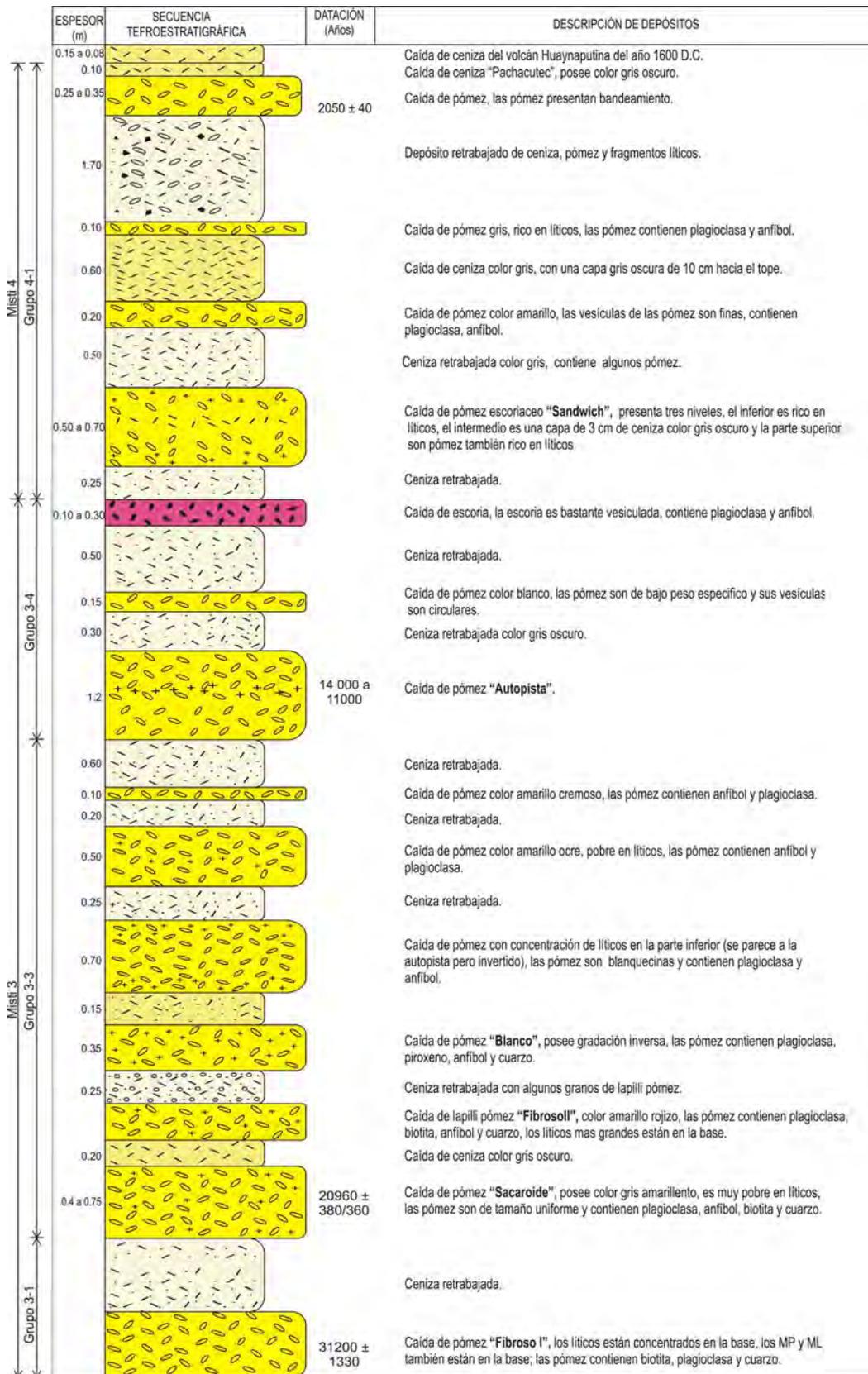


Figura 4.8 Columna tefro-estratigráfica generalizada de la parte occidental del volcán Misti, durante los últimos 31 mil años.

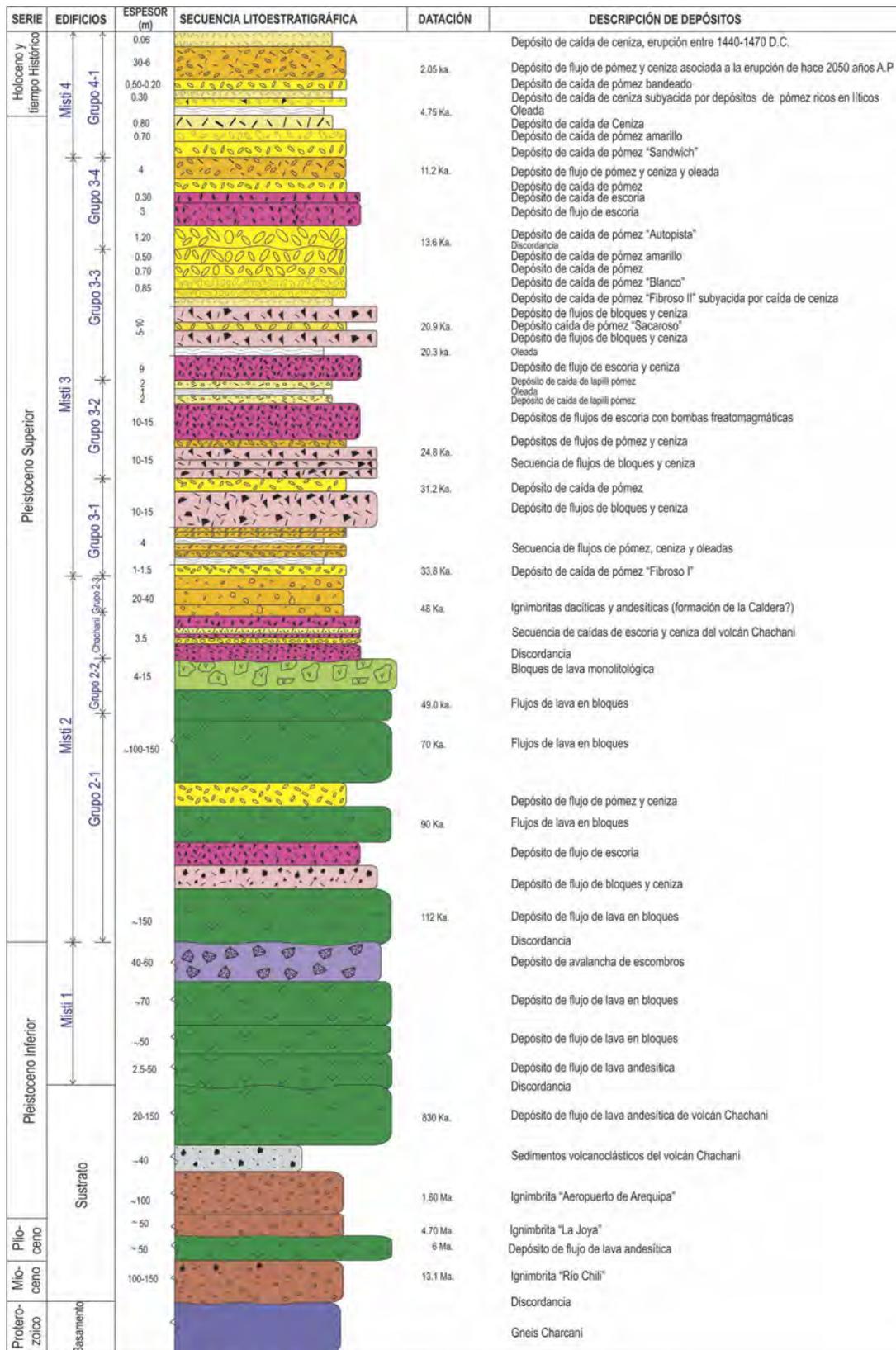


Figura 4.9 Columna estratigráfica generalizada del volcán Misti (compilado de Thouret et al., 2001; Legros, 2001; Cacya et al., 2007; Mariño et al., 2008; Cereceda & Mariño, 2008).

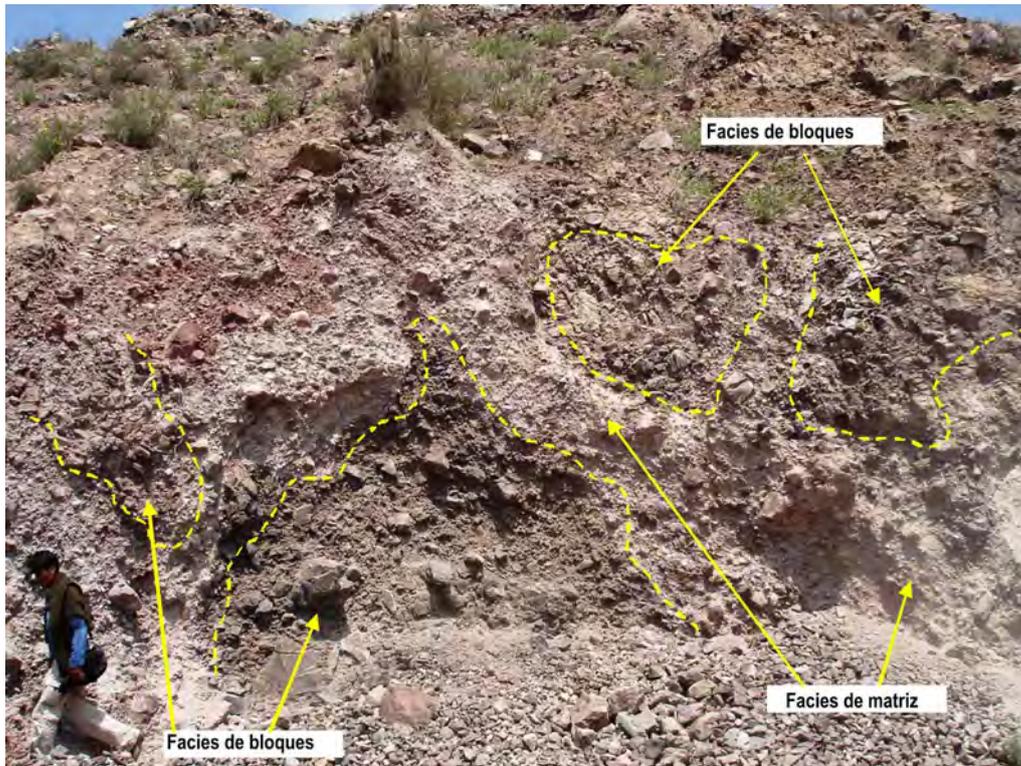


Figura 4.10 Depósitos de avalanchas de escombros del volcán Misti, tomado en el sector de Villa Ecológica. Se pueden observar facies de matriz conformada por ceniza, así como facies de bloques compuesto por lavas andesíticas hidrotermalizadas.



Figura 4.11 Facies de bloques del depósito de avalanchas de escombros del volcán Misti. Se puede observar clastos de lava con estructuras tipo rompecabezas (jigsaw).



Figura 4.12 Facies de matriz, conformada principalmente por arcilla y limo, que están englobando los clastos. Esta facies es más abundante en las zonas distales del depósito.

EDIFICIO MISTI 2

El edificio Misti 2 fue construido entre los 112 y 40 ka, aproximadamente (Thouret et al., 2001). Está conformado por una intercalación de flujos de lava, flujos piroclásticos de bloques y ceniza, flujos de escoria, flujos piroclásticos de pómez y ceniza, así como caídas piroclásticas. Los depósitos de este edificio poseen composición andesítica (58.3 a 62.7 % SiO_2) y dacítica (63 % SiO_2); han sido divididos en tres grupos principales: Grupo 2-1, Grupo 2-2 y Grupo 2-3.

Grupo 2-1

Está conformado por flujos de lava en bloques, intercalados con flujos de escoria y flujos de pómez, datados entre 112 y 70 ka (Thouret et al., 2001). La secuencia posee aproximadamente 500 m de espesor.

a) Flujos de lava (112-90ka, FL-m2-1)

Corresponden a potentes flujos de lava en bloques datados entre 112 y 90 Ka (Thouret et al., 2001). Estos se encuentran ampliamente distribuidos en la parte inferior del cono volcánico, en casi todos los sectores, entre los 3000 y 4500 msnm. Los afloramientos de los sectores Cerro Pacheco y Cerro Pulpito tienen espesores de hasta 150 m y alcanzan hasta 10 km del cráter (figs. 4.1, 4.3 y 4.4). En la quebrada San Lázaro, sobreyace directamente sobre los depósitos de avalanchas de escombros (DA-m1-1). Las lavas poseen color gris, textura porfirítica y contienen fenocristales de plagioclasa y anfíbol.

b) Secuencia de depósitos de flujos piroclásticos y flujos de lava (90 a 70 ka, FL-m2-2)

Sobreyaciendo a los flujos de lava FL-m2-1, se encuentra una secuencia interestratificada de depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza, flujos piroclásticos de escoria, flujos piroclásticos de pómez y flujos de lava. Esta secuencia se emplazó entre los 110 y 70 ka, aproximadamente.

En el flanco norte del volcán Misti, estos flujos descendieron hasta los 4000 msnm, mientras que en el flanco sur, hasta la cota 3000 msnm. Asimismo, en el flanco SO hasta los 3600 msnm (figs. 4.1, 4.5 y 4.6). En este último sector, precisamente en el cerro Brazo del Misti, dos dataciones arrojan edades de 98 y 70 Ka (Thouret et al., 2001).

Grupo 2-2

Según Thouret et al. (2001), los depósitos del Grupo 2-2 se emplazaron entre 70 y 50 ka (figs. 4.1, 4.4 y 4.13). Este grupo está constituido principalmente por depósitos de bloques de lava andesítica y dacítica con escasa matriz, que tienen hasta 15 m de espesor (LM-m2-1). Algunos bloques miden hasta 1.5 m de diámetro, pero en promedio entre 10 y 20 cm de diámetro, y poseen formas prismáticas. Los bloques más grandes se encuentran

hacia el tope. Debido a las formas prismáticas de los bloques y la escasa matriz, se infiere que el depósito se originó por el colapso de domos muy proximales.

Se han encontrado afloramientos de manera limitada en el fondo de las quebradas Pastores y Huarangal (fig.4.13). Sobre este depósito se emplazan hasta tres depósitos de caída de lapilli de escoria, asociados por Thouret et al. (2001) al volcán Chachani, debido a que poseen composición básica. Las secuencias volcanoclásticas podrían indicar un descenso de la actividad eruptiva entre los grupos 2-2 y 2-3.

Grupo 2-3

Según Thouret et al. (2001), el Grupo 2-3 está conformado por extensos y voluminosos depósitos de flujos piroclásticos, divididos en los subgrupos 2-3A y 2-3B. Se trata de ignimbritas no soldadas que tienen 30 a 40 m de espesor, que cubren un área aproximada de más de 200 km², y tienen volúmenes que varían entre 3 a 5 Km³ (figs. 4.1, 4.5 y 4.9). Estos depósitos están distribuidos en los flancos suroeste, sur y sureste del volcán Misti.

El subgrupo 2-3A posiblemente se emplazó entre 50 y 43 ka. En la quebrada Agua Salada fueron datados depósitos de flujos de escoria, flujos de pómez y flujos de ceniza que corresponden al Grupo 2-3A en 48.6, 47.3 y 43.9 ka, respectivamente. El método de datación fue con ¹⁴C. El subgrupo 2-3B está constituido por depósitos de flujos piroclásticos asociados con erupciones ocurridas alrededor de 40 ka. En el río Chili, un flujo piroclástico de pómez y ceniza ha sido datado en 40.2 ka (fig. 4.14); en el mapa geológico corresponde a la unidad litoestratigráfica FPP-m2-1. Este flujo que aflora cerca al Santuario de Chapi (14 Km al oeste del cráter) tiene alrededor de 15 m de espesor (fig.4.14). Este depósito muestra una concentración de pómez de tamaño centimétrico en la base y en algunos sectores presenta poca ceniza. Asimismo, en la quebrada Huarangal, un flujo piroclástico de bloques y ceniza ha sido datado en 39.6 ka (Thouret et al., 2001). También se han asociado al Grupo 2-3, una secuencia de flujos piroclásticos de pómez y ceniza, y de escoria y ceniza (FPP-m2-2) que afloran al sur y sureste del volcán Misti.

El emplazamiento de esta secuencia voluminosa de flujos piroclásticos puede estar asociado a la formación de una caldera ocurrida entre 50 y 40 ka, basado en argumentos de tipo geológico, geomorfológico y geofísico: (a) presencia de voluminosos depósitos piroclásticos de pómez y ceniza dacítica a andesítica, que conforman los subgrupos 2-3A y 2-3B; (b) una ruptura de pendiente entre los conos Misti 2 y Misti 3, alrededor de 4400 msnm, reforzado por una discordancia angular entre los flujos de lava de los dos edificios antes mencionados (fig. 4.3); (c) la existencia de una discontinuidad estructural cerca a los 4400 msnm, inferida a partir de estudios geoelectrónicos y magnetotéluricos (Finizola et al., 2004; Tort & Finizola, 2005).

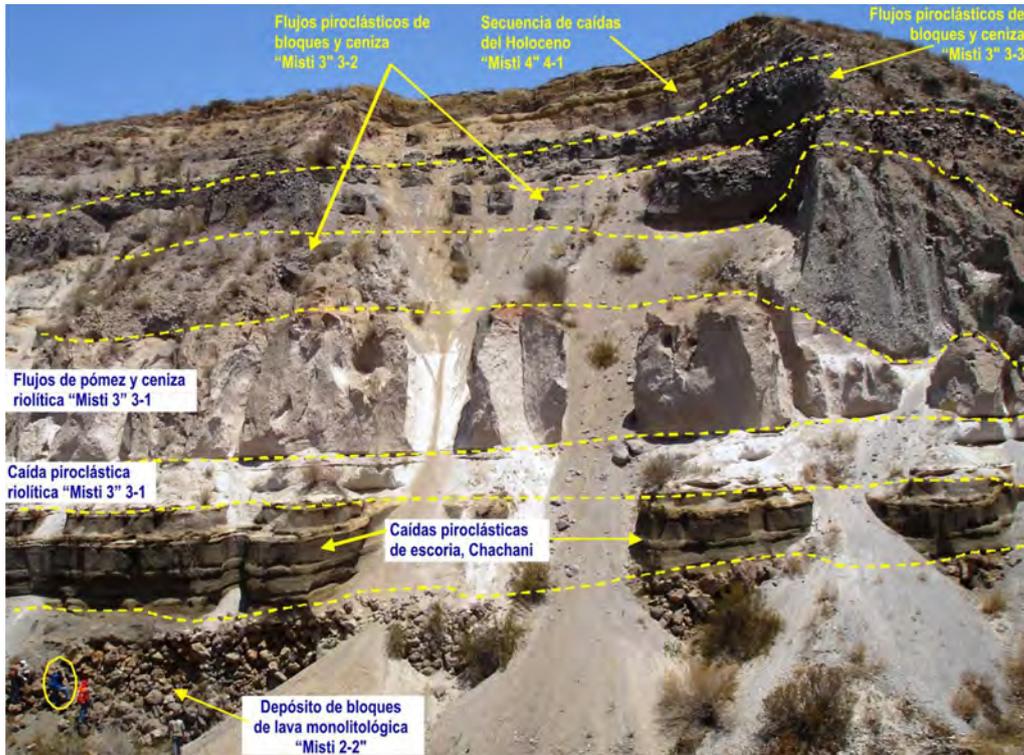


Figura 4.13 Secuencia estratigráfica en la quebrada Pastores, de más de 110 m de espesor. Se observan depósitos del Misti 1, Misti 3 y Misti 4.



Figura 4.14 Flujos piroclásticos de pómez y cenizas de hace 40 Ka. Afloramiento cercano al Santuario de Chapi, en el río Chili.

EDIFICIO MISTI 3

Según Thouret et al. (2001), el edificio Misti 3 empezó a construirse después de 40-50 ka, hasta 14 ka, aproximadamente. Este edificio se emplazó entre los 4400 y 5400 msnm, aproximadamente, y está conformado por flujos de lavas en bloques, domos, flujos piroclásticos de bloques y ceniza, flujos piroclásticos de escoria, caídas y oleadas piroclásticas. Los depósitos de este grupo poseen composición andesítica (57.4 a 62.4 % SiO_2), dacítica (63.4 a 66.3 % SiO_2) y riolítica (72.3 a 73.6 % SiO_2), los cuales conforman tres grupos de depósitos 3-1, 3-2 y 3-3 (figs. 4.1 y 4.7).

Grupo 3-1

El Grupo 3-1 comprende depósitos de flujos de lava, flujos de ceniza, flujos de pómez y ceniza, así como depósitos de caída de ceniza y pómez. Casi todos los depósitos piroclásticos poseen composición andesítica y dacítica, y ocasionalmente riolítica, con un volumen mínimo de 1.5 km³, y que fueron emplazados entre 36 y 31 ka (Thouret et al., 2001). Los flujos piroclásticos alcanzaron hasta 14 km de distancia desde el cráter; en el mapa geológico están representados por la unidad lito-estratigráfica FPP-m3-1. Los depósitos antes descritos podrían haber originado un incremento del diámetro de la caldera que se formó en el edificio Misti 2.

En la quebrada Pastores, a 10 km de distancia del cráter, se ha identificado una secuencia bien conservada de este grupo (figs. 4.2, 4.13 y 4.15), conformada por un depósito de caída de lapilli pómez blanquecino en la base, de 2 m de espesor, denominado

Fibroso I, de composición riolítica. Este depósito está cubierto por un depósito de oleada piroclástica, datada en 33.8 ka, que a la vez subyace a un depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza de más de 2.5 m de espesor.

El depósito de caída de pómez *Fibroso I* también ha sido reconocido en la zona de Chiguata, aproximadamente a 11.5 km al sur del volcán Misti, donde posee alrededor de 1.40 m de espesor (figs. 4.15 a y b). Los depósitos de pómez poseen entre 1 y 4 cm de diámetro, y contienen fenocristales de biotita y cuarzo. Los fragmentos de pómez presentan un color blanco perlado, tienen un aspecto «sedoso» y contienen vesículas alargadas, lo cual le da una textura fibrosa característica. Los pómez más grandes, entre 4 y 8 cm de diámetro, se encuentran en la base del depósito. En la base existe una concentración de líticos, donde también se concentran los más grandes. Estos líticos son cogenéticos y accidentales: los primeros poseen color gris, no están alterados mientras que los segundos están bastante hidrotermalizados, algunos son gneis del basamento. Este depósito se emplazó entre 34 y 31 ka (Thouret et al., 2001).

En varios sectores del flanco sur y SO del volcán Misti, se han identificado depósitos correlacionados con el Grupo 3-1. En la quebrada Huarangal, se ha reconocido una secuencia piroclástica de casi 2 m de espesor, que está conformada por dos depósitos de caída de ceniza y dos depósitos de caída de pómez. En la quebrada Honda Grande, se ha identificado una secuencia de casi 15 m de espesor, conformada por flujos de pómez, flujos de ceniza y caída de pómez, todo ello cubierto por un depósito de flujo de pómez oxidado, color amarillo ocre, de casi 4 m de espesor (fig. 4.6).



Figura 4.15 (a) Depósito de caída de pómez *Fibroso I*, emplazado entre 34 y 31 ka. El depósito posee 1.40 m de espesor en zonas cercanas a Chiguata. Los pómez contienen fenocristales de biotita y cuarzo y sus vesículas son alargadas, lo cual le da una textura vesicular fibrosa. (b) Detalle del depósito *Fibroso I*: en la base se tiene una concentración de líticos.

Grupo 3-2

El Grupo 3-2 se emplazó entre los 30 y 24 ka (Thouret et al., 2001) y está constituido por una secuencia piroclástica andesítica y dacítica bastante voluminosa, conformada por depósitos de flujos de bloques y ceniza, producto del colapso de domos, los cuales se encuentran intercalados con limitados depósitos de caída de pómez y ceniza.

En el sector SO, este grupo está conformado por 3 depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza de composición dacítica a andesítica. En la quebrada Pastores, a 10 km del cráter, el primero tiene poco más de 4 m de espesor, el segundo 1.5 m y el tercero 2.0 m de espesor en promedio (figs. 4.2 y 4.13).

Según Thouret et al. (2001), en el sector sur del volcán, en la quebrada Huarangal, a 12 km del cráter, se han identificado hasta 4 depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza, intercalados con depósitos de caída de pómez, que poseen un espesor total de poco más de 10 m. En la quebrada Honda Grande, a 8.5 km del cráter, se tiene en la base 3 depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza, intercalados con depósitos de caída de pómez; hacia el tope, una secuencia piroclástica de flujos de pómez, flujos de ceniza, caídas de pómez y ceniza, con más de 22 m de espesor (fig. 4.4).

Grupo 3-3

Los depósitos que conforman el Grupo 3-3 se emplazaron entre 24 y 20 ka (Thouret et al., 2001). Este grupo está conformado por al menos cinco depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza producto del colapso de domos, flujos de ceniza, flujos de escoria y flujos de pómez y ceniza, todos intercalados al menos con 6 niveles de caída de pómez producto de erupciones subplinianas a plinianas (figura 4.1, unidades litoestratigráficas FPP-m3-2, FPB-m3-1). Hacia el tope, se tienen depósitos volcanoclásticos intercalados con flujos de bloques y ceniza.

En la quebrada Pastores (9 km al SO del cráter), este grupo posee un espesor de un poco más de 8 m (fig. 4.13). En efecto, en la parte superior de la secuencia, se tiene un depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza de 3 m de espesor, producto de colapso de domos, el cual fue datado en 24.8 ka por Thouret et al. (2001). Los bloques miden hasta 0.4 m de diámetro, algunos son ligeramente vesiculares y otros son masivos. Estos bloques contienen fenocristales de plagioclasa, anfíbol y algunos incluso piroxenos. Sobreyacen a este depósito dos depósitos de ceniza y pómez retrabajados y un depósito de caída de lapilli de pómez de color amarillo ocre, pobre en líticos, de aproximadamente 1 m de espesor. En el tope se tiene un depósito de bloques y ceniza, que tiene un espesor máximo de 2 m (fig. 4.4).

En los sectores sur y SE del volcán Misti, se tienen importantes afloramientos del Grupo 3-3, visibles en las quebradas Agua Salada,

Huarangal, Honda-Grande y Carabaya. Resaltan los depósitos en la quebrada Honda Grande, donde posee casi 13 m de espesor (fig. 4.6). La base está conformada por flujos de escoria intercalados con flujos de ceniza y hacia el tope, depósitos de flujos de bloques y ceniza retrabajados, intercalados con depósitos de lahares.

En las quebradas San Lázaro y Agua Salada, se encuentra un depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza de entre 2 y 5 m de espesor (FPP-m3-2). Este depósito es de color rosado (salmón); contiene abundante matriz de ceniza, que engloba bloques de pómez, algunos de hasta 20 cm de diámetro, así como algunos fragmentos líticos que están en menor porcentaje (figs. 4.5 y 4.17). En el mapa geológico está representado por la unidad FPP-m3-2. El depósito en mención sobreyace a flujos piroclásticos de bloques y ceniza en ambas quebradas del Grupo 2-3 o 3-2.

Por otro lado, sobre las secuencias descritas anteriormente afloran depósitos de caída de tefra correlacionadas con el Grupo 3-3 (figs. 4.1, 4.7 y 4.8). Esto es visible en la zona occidental del volcán Misti, en los sectores Cerro Pacheco, Qda. Pastores, río Chili, Cayma, Alto Cayma, carretera a Charcani V y Aeropuerto, donde se han identificado al menos 7 depósitos de caída de lapilli de pómez y ceniza. A continuación, una breve descripción de los 3 depósitos más importantes:

a) Caída de lapilli pómez Sacaroso

El depósito de caída de lapilli pómez denominado Sacaroso se caracteriza por tener una granulometría fina uniforme y presentar un color gris claro. No presenta gradación de tamaño de grano de pómez, lo cual le da una apariencia masiva. El espesor del depósito varía entre 0.40 a 0.75 m, en sectores como Cayma, Alto Cayma y Qda. Pastores. Posee una concentración de líticos en la parte inferior y también ligeramente hacia la mitad. La pómez posee un diámetro entre 0.5 a 1 cm en las zonas proximales (8 a 12 km del cráter) y de algunos milímetros en la zona medial (14 a 18 km del cráter); contiene fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y cuarzo.

En la quebrada Huarangal, un depósito de caída de pómez, correlacionado con el depósito de caída Sacaroso, debido a sus similitudes mineralógicas y sedimentológicas, fue datado en 20 ka (Thouret et al., 2001).

b) Caída de pómez Fibroso II

El depósito de caída de lapilli pómez denominado Fibroso II se encuentra frecuentemente sobre un depósito de ceniza retrabajada y posee una coloración blanquecina a amarillo-rojiza. Este depósito se caracteriza por ser rico en líticos, los cuales se distribuyen en forma homogénea en todo el depósito, pero los más grandes se encuentran en la base. Los fragmentos de pómez son blanquecinos, con textura fibrosa, con contenido de plagioclasa, biotita y anfíbol. Se tienen escasos

afloramientos, como en Alto Cayma, ubicado entre 15 y 18 km del cráter, con espesores entre 0.30 y 0.50 cm.

c) Caída de pómez Blanco

Corresponde a un depósito de caída de lapilli de pómez de color blanco, caracterizado por ser rico en líticos. Las pómez contienen plagioclasa, piroxenos y anfíbol. En la base, las pómez son de grano fino, con menos de 0.5 cm de diámetro y hacia el tope, el grano es grueso, con diámetros entre 1 y 2 cm. Los líticos poseen menos de 1 cm de diámetro y se encuentran distribuidos en el depósito de forma uniforme, sin concentración preferencial. El espesor del depósito es de 0.35 m en promedio y solo se han encontrado afloramientos en la zona de Villa Ecológica, entre 12 y 15 km de distancia del cráter, en dirección SO.

Sobreyacen al depósito de caída de pómez Blanco tres depósitos de caída de lapilli pómez, los cuales están intercalados con depósitos de ceniza re trabajada pertenecientes al Grupo 3. Estos tres depósitos afloran en Villa Ecológica, entre 12 y 15 km. El depósito de la base mide 0.7 m de espesor, y tiene una concentración de líticos en su base. Las pómez son de color blanquecino, que contienen fenocristales de plagioclasa y anfíbol. El segundo depósito de lapilli pómez tiene 0.5 m de espesor y es de color amarillo ocre. Este depósito es pobre en fragmentos líticos (<10,%). Los fragmentos de pómez contienen fenocristales de anfíbol y plagioclasa. El tercer depósito de caída de pómez, que yace al tope de la secuencia, mide 0.1 m de espesor. Este depósito es de color amarillo cremoso. Las pómez contienen al igual que los depósitos precedentes, fenocristales de anfíbol y plagioclasa.



Figura 4.16 Secuencia de flujos piroclásticos y lahares, correlacionados con los depósitos de los edificios Misti 3 y Misti 4. En total posee más de 30 m de espesor. Quebrada Honda, aproximadamente a 8 km al sur del cráter del volcán Misti.



Figura 4.17 En la quebrada San Lázaro, se distingue un depósito de flujo piroclásticos de pómez y ceniza de color rosado que mide 5 m de espesor. Este depósito es correlacionado con el Grupo 3-3.



Figura 4.18 Secuencia piroclástica en el sector de Alto Cayma (14 km al oeste del cráter). En la base, el depósito aflora la caída de pómez Fibroso I, de color blanquecino, de más de 70 cm de espesor. En la parte media, se aprecia el depósito de caída de lapilli pómez Sacaroso, color blanco-amarillento, de 60 cm de espesor. En el tope, se ve el depósito de caída color gris-oscuro, de poco más de 15 cm de espesor, asociado a la erupción ocurrida en el siglo XV.

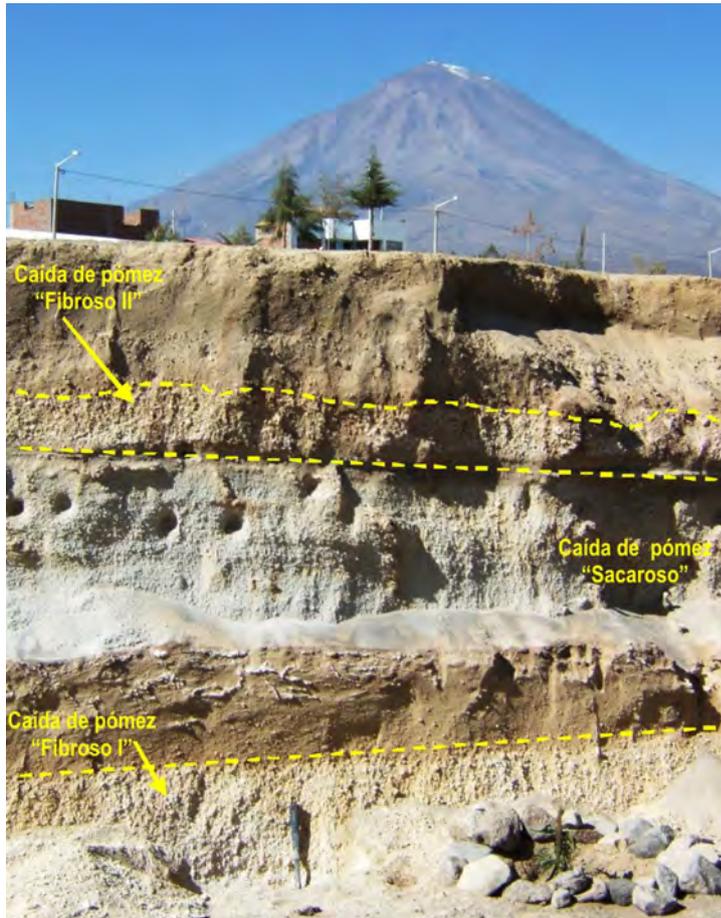


Figura 4.19 Secuencia piroclástica en el sector de Alto Cayma (15.5 km al oeste del cráter). En la base, el depósito aflora la caída de pómez Fibroso I, de color blanquecino. En la parte media, se aprecia el depósito de caída de lapilli pómez Sacaroso, de color blanco-amarillento; y sobreyaciendo el depósito de caída de pómez Fibroso II.

Grupo 3-4 y formación de la caldera de la cumbre

El edificio Misti 3 fue posiblemente truncado por la formación de una caldera de aproximadamente 2 km de diámetro, formado a los 5400 msnm. La existencia de dicha caldera se basa en tres argumentos: (a) en el flanco NO (figs. 4.1 y 4.3), se puede apreciar flujos de lava que sobreyacen en discordancia angular a lavas del Misti 3; (b) medidas de polarización espontánea y estudios de tomografía, permiten inferir la existencia de una discontinuidad estructural cerca a los 5400 msnm (García & Parrot, 1998); (c) la presencia de voluminosos depósitos piroclásticos, emplazados entre 14 y 11 ka (Thouret et al., 2001), conformados por una secuencia de caídas de pómez, flujos piroclásticos de escoria, flujos dacíticos de pómez y ceniza, y oleadas piroclásticas (fig. 4.1, unidades litoestratigráficas FPB-m4-1, CP-m3-1, FPP-m3-3). Estos depósitos poseen cerca de 1 km³ de volumen, cubren un área cercana a 50 km² y en algunas zonas alcanza hasta 20 m de espesor (Thouret et al., 2001).

Por otro lado, existen varios depósitos de caída de lapilli pómez pertenecientes al Grupo 3-4, entre los que resalta el depósito de caída denominado «Autopista».

En efecto, en la base del Grupo 3-4, se tiene un importante depósito de caída de pómez denominado *Autopista* (figs. 4.7, 4.8, 4.20a y b). Se han encontrado afloramientos entre 6 y 16 km al SO y oeste del volcán Misti (quebrada Pastores, cerro Pacheco, Alto Cayma y carretera a Charcani V), cuyo espesor oscila entre 0.3 y 1.2 m (figs. 4.20a y b). Este depósito se caracteriza por presentar tres niveles bien diferenciados: un nivel inferior que posee un alto porcentaje de pómez (97 %) y escasa cantidad de líticos (3 %), su espesor representa el 40 % del espesor total del depósito (las pómez de mayor tamaño se encuentran en esta capa); un nivel medio que es rico en fragmentos líticos centimétricos (33 %) y por ello posee un color gris-oscuro; y un nivel superior, que representa casi el 50 % del espesor total del depósito que contiene un porcentaje alto de pómez (77 %), pero también alto contenido de líticos (23 %), menos que en la capa media, pero mucho más que en la base. Hacia el tope del depósito, se observa una disminución

paulatina del tamaño de grano. Las pómez son de composición andesítica y de color blanquecino. Estas contienen fenocristales de plagioclasa, anfíbol y raramente piroxenos.

Asimismo, en la quebrada Pastores, aflora un depósito de flujos de escoria sobreyaciendo al depósito de caída de pómez Autopista, el cual ha sido datado en 13.64 ± 330 ka (Thouret et al., 2001). El depósito además aflora en las zonas SO y sur del volcán Misti. En la quebrada Pastores, su espesor llega a medir alrededor de 1.5 m; en la ruta a Chiguata, cerca al río Andamayo, se tiene importantes afloramientos, de entre 1 y 3 m de espesor (fig.4.21). En esta última zona, sobreyaciendo al flujo de escoria, se emplaza una

secuencia dacítica de caídas de pómez y flujos piroclásticos de pómez y ceniza de más de 4 m de espesor.

Por otro lado, en las partes altas de los distritos de Mariano Melgar y Paucarpata, a 13 km del cráter, aflora un depósito de un flujo piroclástico de pómez y ceniza de color blanco-rojizo, no consolidado, emplazado entre 11 y 10 ka. Esta zona posee 2.5 m de espesor y está conformada por cerca de 70 % de matriz y 30 % de pómez. Las pómez son bastante vesiculares, contienen plagioclasa, anfíbol y cuarzo; algunos fragmentos miden hasta 30 cm de diámetro.

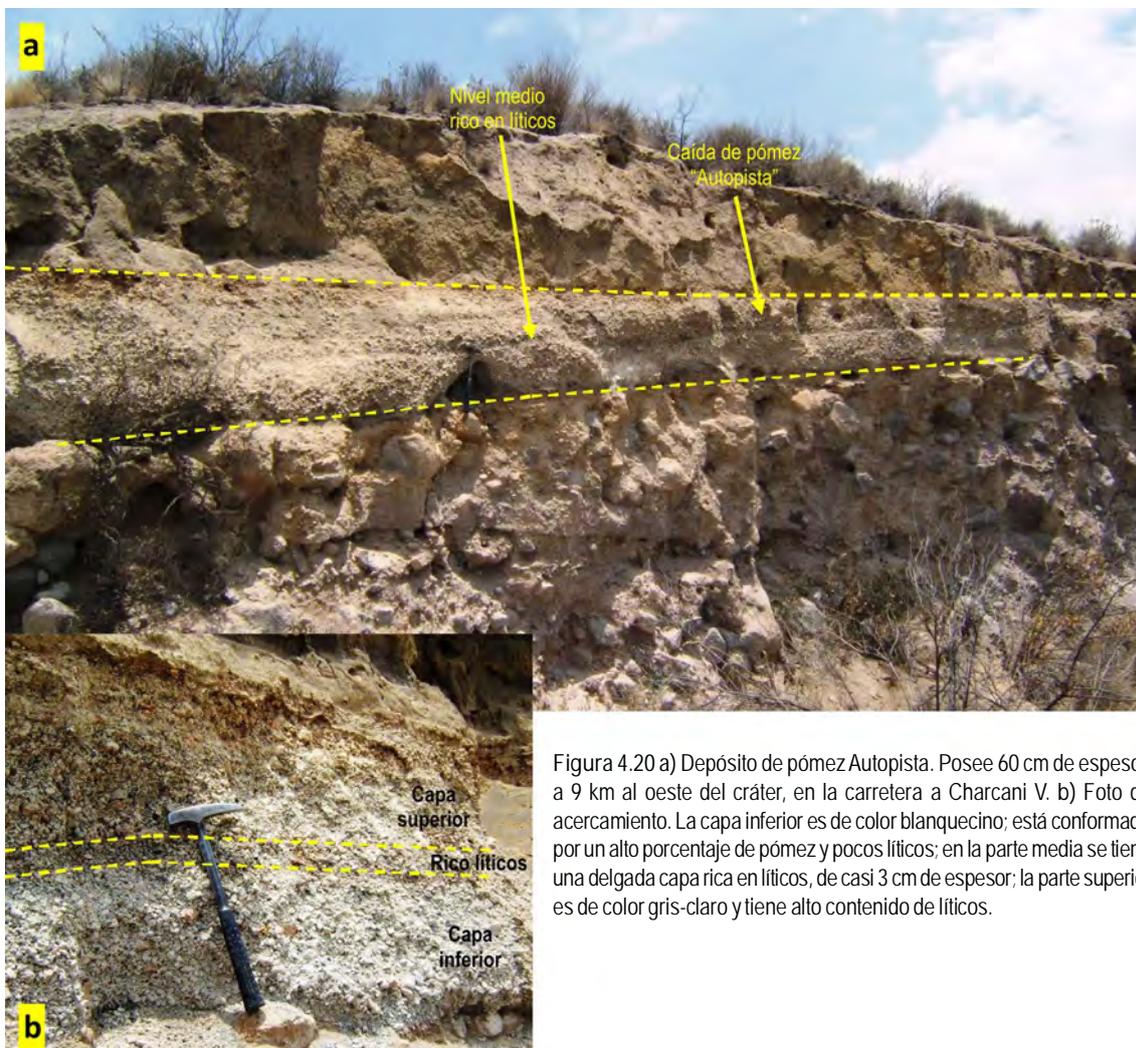


Figura 4.20 a) Depósito de pómez Autopista. Posee 60 cm de espesor, a 9 km al oeste del cráter, en la carretera a Charcani V. b) Foto de acercamiento. La capa inferior es de color blanquecino; está conformada por un alto porcentaje de pómez y pocos líticos; en la parte media se tiene una delgada capa rica en líticos, de casi 3 cm de espesor; la parte superior es de color gris-claro y tiene alto contenido de líticos.



Figura 4.21 Afloramiento situado a 12 km al sur del cráter, carretera a Chiguata. En la base, flujo piroclástico de escoria y ceniza, de casi 3 m de espesor, sobreyaciendo a este una secuencia de caídas y flujos piroclásticos dacíticos de pómez y ceniza de más de 4 m de espesor.

EDIFICIO MISTI 4

El edificio Misti 4 fue construido por encima de la discontinuidad estructural; está ubicado alrededor de los 5400 msnm (figuras 4.1 y 4.3, unidades litoestratigráficas CCC-m4-1, CP-m4-1, FPPL-m4-1, LEV-m4-1, DH-m4-1, LH-m4-1, CC-m4-1). Este edificio se construyó en los últimos 11 mil años, producto principalmente de erupciones explosivas que emplazaron depósitos piroclásticos como flujos de pómez y ceniza, flujos de ceniza, flujos de escoria, caídas de ceniza, caídas de pómez, así como oleadas piroclásticas. Estos depósitos poseen composición andesítica (56.9 a 62.6 % SiO_2) a dacítica (63.0 a 63.1 % SiO_2).

En la cima del cono de la cumbre se tienen dos cráteres; el más grande posee cerca de 935 m de diámetro y posiblemente esté asociado a la erupción subpliniana de hace 2050 años. Dentro del cráter antes descrito se emplaza otro cráter, que en promedio posee 530 m de diámetro y su origen se asocia probablemente a las erupciones históricas o subhistóricas. Una mayor descripción de estas estructuras se encuentra en el capítulo II.

Las columnas tefroestratigráficas levantadas, principalmente en los sectores SO, oeste y sur, muestran que el volcán Misti ha tenido por lo menos 10 erupciones durante los últimos 11 mil años. Thouret et al. (2001) realizaron 6 dataciones de material carbonizado encontrado en esta secuencia, las cuales arrojaron 8140 años para un depósito de un flujo de ceniza en la quebrada Honda, 6390 años para un depósito de un flujo de ceniza en la quebrada Carabaya, 5200 años para un depósito de una oleada en el valle del río Chili, 4750 años para un depósito de una oleada en la zona de El Porvenir-Alto Misti, 3800 años para un depósito de caída de

ceniza en el río Chili y 2050 años A.P. para los depósitos de caída de pómez ampliamente extendidos en los flancos del volcán Misti. Los depósitos piroclásticos más recientes son caídas de ceniza color gris, que poseen algunos centímetros de espesor en el área de Arequipa, asociadas posiblemente a una erupción vulcaniana ocurrida entre los años 1440 y 1470 AD (Chávez, 1992). A continuación se describen los tres depósitos más voluminosos e importantes de este edificio:

Caída de pómez «Sándwich»

El depósito de caída piroclástica de pómez denominado Sándwich se identifica con facilidad ya que presenta un nivel intermedio de ceniza, de color gris, que en promedio mide 3 cm de espesor (figs. 4.7, 4.8, 4.22). El nivel inferior del depósito es de color gris amarillento, mientras que el superior es amarillo grisáceo, posiblemente por la alteración supérgena de las pómez; ambos niveles son ricos en líticos. El depósito posee entre 0.5 y 0.7 m de espesor, a 8-10 km al SO del cráter del Misti (sector de cerro Pacheco). El depósito de caída Sándwich se emplazó sobre depósitos de ceniza re TRABAJADA o depósitos de caída de escoria del grupo 3-4 (14-11 ka), por tal razón debe haberse emplazado a inicios del Holoceno.

Oleada piroclástica de hace 4750 años

En las partes altas de los distritos de Mariano Melgar y Paucarpata, aflora un depósito de oleada piroclástica datado por Thouret et al. (2001) en 4750 ± 40 años. Este depósito sobreyace a un depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza de color blanco-rojizo, no consolidado, emplazado entre 11 y 10 ka.

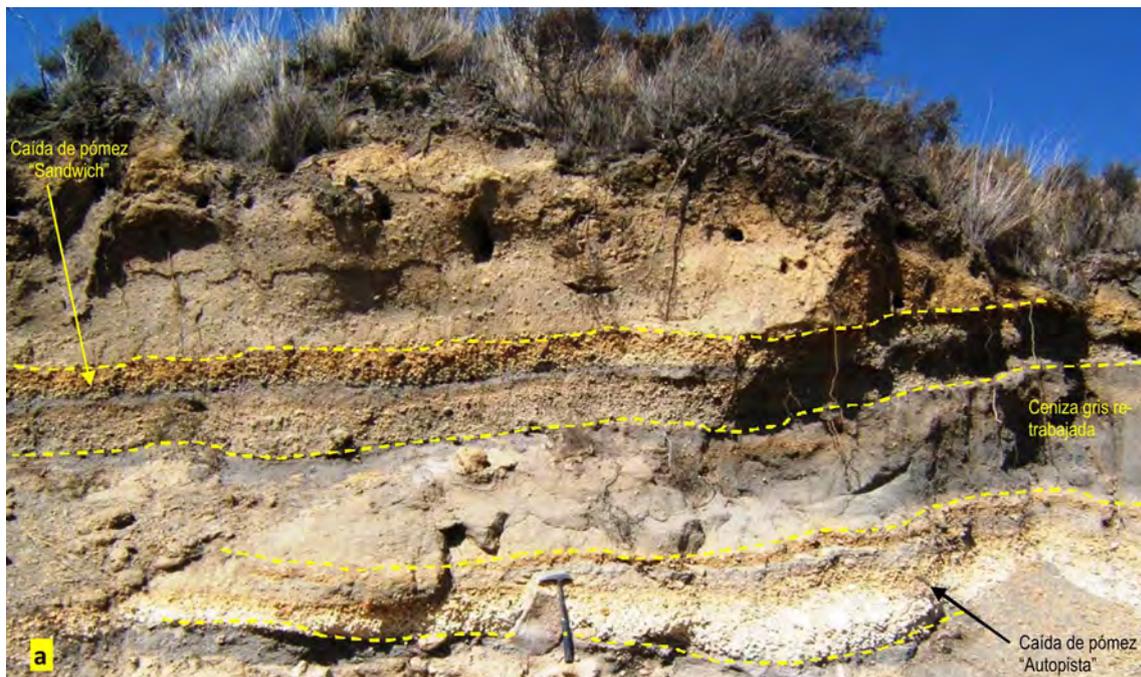


Figura 4.22 Foto tomada en el sector de cerro Pacheco, a 10 km al suroeste del cráter. a) En la base, depósito de caída de pómez Autopista, ligeramente retrabajada, que sobreyace a un depósito de ceniza gris también retrabajada. En la parte media, depósito de caída Sándwich, de 35 cm de espesor, que sobreyace a un depósito de ceniza retrabajada de más de 60 cm de espesor. b) Detalle del depósito de caída Sándwich. En la parte media posee un nivel de ceniza gris de casi 3 cm de espesor. Hacia el tope, las pómez poseen mayor tamaño y son de color amarillento debido a la alteración supérgena.

Depósitos de la erupción subpliniana de hace 2050 años

La última erupción importante del volcán Misti fue de tipo subpliniano que generó un depósito de caída de pómez, depósitos de flujos piroclásticos de pómez y ceniza, así como lahares. Sobre estos depósitos se realizaron 4 dataciones ^{14}C , las cuales arrojan edades entre 1920 y 2300 años B.P. (Thouret et al., 2001).

El depósito de caída de pómez aflora en toda el área de Arequipa y ha podido ser identificado a más de 25 km al SO del cráter. Las isópacas de 50, 10 y 5 cm pasan aproximadamente a 6, 19 y 28 km al SO del cráter y el eje mayor de dispersión posee dirección SO (Thouret et al., 2001), como se aprecia en las figuras 4.1, 4.4 al 4.9, 4.23, 4.24 y 6.6. Las pómez, que contienen plagioclasa, anfíbol y cuarzo, presentan ocasionalmente una textura bandeada, en donde las bandas claras poseen composición riolítica (71 % de SiO_2) y las bandas oscuras composición andesítica (63 % de SiO_2). El depósito posee tres capas bien diferenciadas: una capa inferior rica en pómez, un nivel intermedio rico en líticos finos y una tercera capa superior rica en líticos. También se puede distinguir gradación inversa de pómez. En base al análisis de isópacas, Suni (1999) y Thouret et al. (2001) estimaron en 0.1 km^3 el volumen del depósito de caída.

En los sectores S y SO del Misti, se han identificado flujos piroclásticos de pómez y ceniza canalizados en las quebradas (figs. 4.1, 4.24, 4.25). Estos depósitos alcanzaron hasta 13 km de distancia del cráter; poseen hasta 30 m de espesor a 6 km del cráter, y entre 4 y 6 m de espesor a 11 km del cráter. Los depósitos de estos flujos son ricos en pómez, principalmente en la base, ya que hacia el tope se incrementa el contenido de fragmentos líticos oxidados, dentro de una matriz fina. En los sectores proximales, se ha identificado una inter-estratificación entre los depósitos de caída y de flujo, por lo que se infiere que el flujo piroclástico colapsó hacia el sur. Thouret et al. (2001) estimaron que su volumen fue de 0.7 km^3 .

Según Cobeñas (2009) y Cobeñas et al. (2012), el volumen de tefras y flujos piroclásticos emitidos durante la erupción de hace 2050 años B.P. fue de 1.2 km^3 ; tuvo una columna eruptiva pliniana de entre 22 y 24 km y un IEV 4. Los mismos autores identificaron un depósito de caída de pómez conformado por tres niveles: flujos piroclásticos de entre 1 y 30 m de espesor, lahares y una pequeña avalancha de escombros. La erupción posiblemente duró entre 0.6 y 2.3 horas.

Por otro lado, Harpel et al. (2011), estimaron que la erupción del volcán Misti de hace 2050 ka años tuvo un IEV 5, con una columna eruptiva que alcanzó hasta 29 km de altura y duró entre 2 y 5 horas. También señalaron que la erupción emplazó alrededor de 1.4 km^3 de tefra, 0.01 km^3 de flujos piroclásticos y 0.04 km^3 de lahar.

Tepley et al. (2013), postularon que la erupción de hace 2050 ka años fue originada por la interacción de un magma andesítico voluminoso y profundo, con otro magma de composición riolítica y de menor volumen.

Finalmente, depósitos de lahar asociados a esta erupción han sido reconocidos al oeste, sur y SO del volcán Misti. En el acápite 4.5 se describe con mayor detalle dichos depósitos.

DEPÓSITOS DE LAHAR

Se han identificado un buen número de depósitos de lahar, especialmente en los ríos Chili y Andamayo (fig. 4.26), así como en las quebradas que descienden por el volcán Misti, en los flancos sur, SE y SO. Dichos depósitos están intercalados con depósitos de caídas y flujos piroclásticos.

En la zona media de la cuenca del río Chili, entre Chilina y el centro histórico de Arequipa (SO del volcán Misti), se ha evidenciado la presencia de 3 a 4 terrazas principales y algunas más subordinadas (figs. 4.27a, b, c). Dichas terrazas están conformadas por depósitos hiperconcentrados, depósitos de flujos de escombros y depósitos aluviales, emplazados entre el Holoceno superior y la época histórica. Cuatro depósitos de flujos de escombros fueron descritos y datados por Delaite et al. (2005):

- Depósito de lahar datado en 1035 ± 45 años B.P: aflora en por lo menos 6 km de largo, 0.1 km de ancho, 2 m de espesor y aproximadamente $1.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ de volumen.
- Lahar datado en 520 ± 25 años B.P: Posee por lo menos 9 km de largo, 0.25 km de ancho, 3 m de espesor y aproximadamente $6.75 \times 10^6 \text{ m}^3$.
- Lahar datado en 340 ± 40 años B.P: Posee por lo menos 7 km de largo, 0.1 km de ancho, 3 m de espesor y aproximadamente $2.1 \times 10^6 \text{ m}^3$ de volumen.
- Lahar datado en 330 ± 60 años B.P: Posee por lo menos 10 km de largo, 0.2 km de ancho, 2 m de espesor y aproximadamente $4.0 \times 10^6 \text{ m}^3$ de volumen.

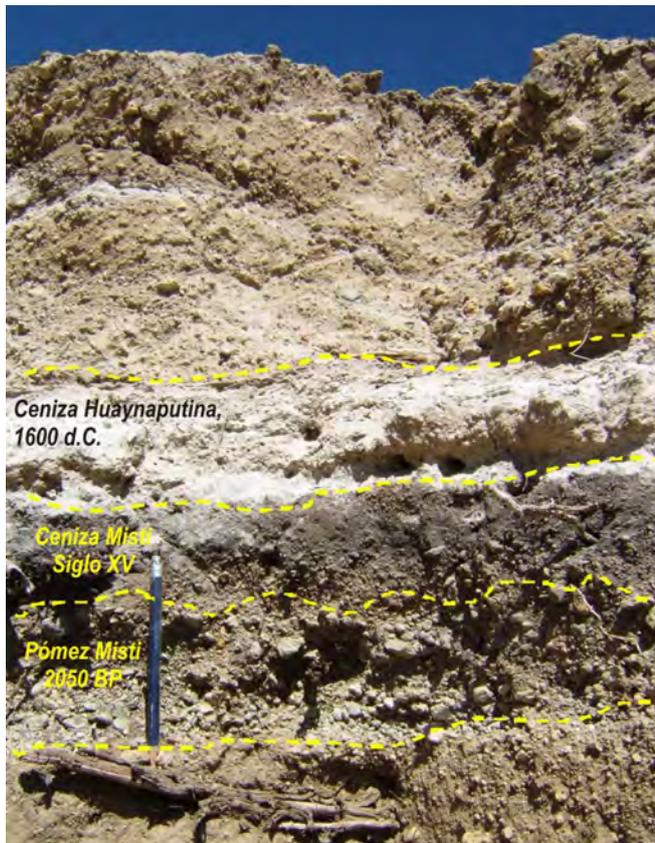


Figura 4.23 Secuencia de caídas piroclásticas. En la base, depósito de caída de lapilli pómez de hace 2050 años del volcán Misti, de 15 cm de espesor. En la parte media, depósito de caída de ceniza del Misti, ligeramente removida, color gris oscura, asociado a la erupción del siglo XV. En la parte superior, depósito de caída de ceniza de 10 cm de espesor, emplazado durante la erupción del volcán Huaynaputina, en el año 1600 D.C.



Figura 4.24 Flujo piroclástico de pómez y ceniza asociado a la erupción de hace 2050 años. El depósito posee 6 m de espesor y se encuentra canalizado en la quebrada San Lázaro, a 11 km del cráter.

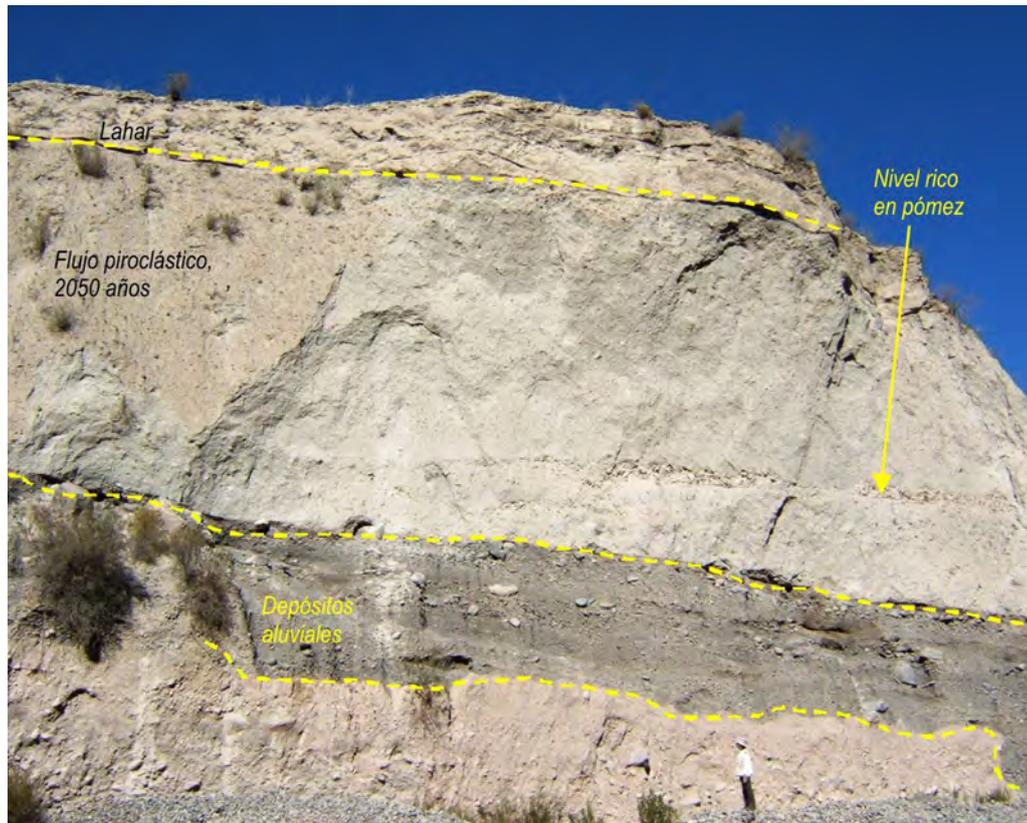


Figura 4.25 Detalle del flujo piroclástico de pómez y ceniza de hace 2050 años. Se distinguen algunas capas ricas en pómez, con muy poca matriz. Hacia el tope, un depósito de lahar de cerca de 1.7 m de espesor está asociado a esta erupción. Quebrada San Lázaro, a 11 km del cráter.

Asimismo, en las quebradas que descienden por los flancos sur y suroeste del volcán Misti, se han identificado depósitos de lahar asociados a la erupción de hace 2050 años AP del volcán Misti (fig. 4.1). Este lahar sobreyace a los depósitos de caída y flujos piroclásticos que emplazaron dicha erupción. El lahar posee entre 0.5 y 3 m de espesor; es fácilmente identificable, ya que contiene un importante porcentaje de pómez bandedado. En la quebrada San Lázaro, Delaite et al. (2005) estimaron que posee por lo menos 9 km de largo, 0.1 km de ancho, 4 m de espesor y aproximadamente $3.6 \times 10^6 \text{ m}^3$ de volumen.

En el sector comprendido entre Chapi Chico y Pampas del Cusco, que abarca alrededor de 15 km de recorrido del río Chili (fig. 4.26), se han reconocido 8 depósitos de lahar (fig. 4.28) de los

cuales 2 son depósitos de flujos de escombros (Chapi Chico y Chilina) y 6 son depósitos de flujos hiperconcentrados (Bolognesi, Chocita, Cercado, Club de Tenis, Hidroeléctrica y Club Internacional) (Cereceda & Mariño, 2008; figuras 4.29a, b, y 4.30a, b). Los dos depósitos de flujos de escombros son los más antiguos (<40000 años de antigüedad); tienen un espesor promedio de 3 m, son medianamente estratificados y compactos, mal clasificados, y contienen fragmentos líticos heterométricos y heterogéneos. Los depósitos de flujos hiperconcentrados son los más recientes, con edades que oscilan entre 1035 y 330 años B.P., datados por Delaite et al. (2005). Todos estos depósitos se originaron en los flancos suroeste y oeste del volcán Misti y el flanco sureste del volcán Chachani.

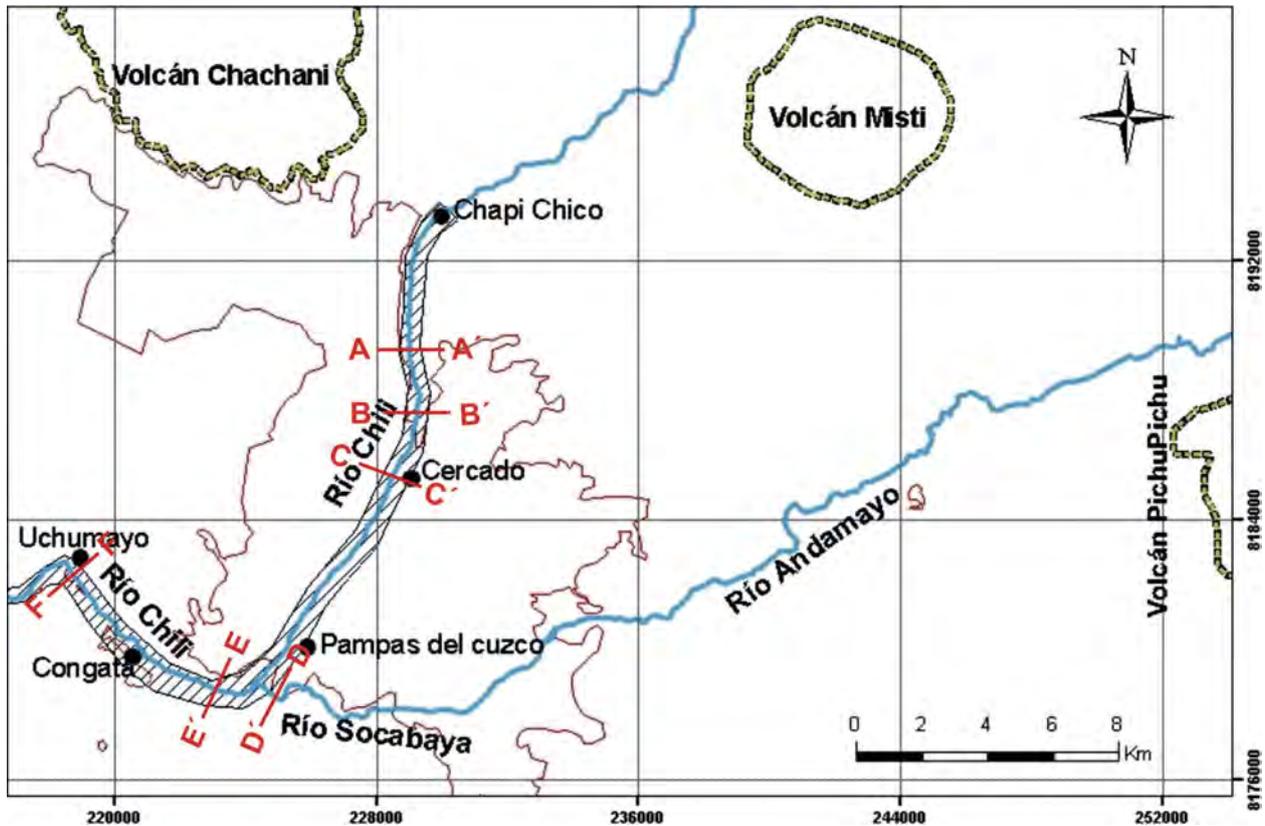


Figura 4.26 Plano de ubicación de los perfiles sobre los ríos Chili y Andamayo situados al suroeste del volcán Misti.

En el sector entre Pampas de Cusco y Congata, que comprende 6.5 km del río Chili, entre 24 y 27 km al suroeste del volcán Misti, incluida la zona de confluencia con el río Andamayo (fig. 4.26), afloran varios (13) depósitos de lahares (figuras 4.31 y 4.32; Cereceda & Mariño, 2008). Por sus características sedimentológicas se clasificaron en 7 depósitos de flujos hiperconcentrados (Tiabaya, Invernadero, Tunales, Herradura, Balcones, Andamayo 1 y Andamayo 0) y 6 depósitos de flujos de escombros (Andamayo, PichuPichu, Tingo Grande, Huasacachi y Calle Baja) (figs. 4.33 y 4.34). Los depósitos de flujos de escombros se caracterizan por tener un espesor promedio de 6 m; son masivos y algunos presentan estratificación; tienen mala clasificación y contienen fragmentos líticos heterométricos y heterogéneos. El origen de los depósitos Tingo Grande y Calle Baja probablemente esté ligado al volcán Misti, ubicado a 15 km al norte. Los depósitos de flujos hiperconcentrados forman terrazas

escalonadas y se caracterizan por ser masivos, de clasificación variable; predomina la facies de matriz arena-limosa; los fragmentos líticos y las pómez tienen tamaños menores a 3 cm. El origen de estos depósitos está probablemente relacionado al volcán Pichu Pichu, ya que en las zonas proximales al Misti no han sido identificados.

En el sector entre Congata y Uchumayo, que comprende 6 km del río Chili, entre 27 y 31 km al suroeste del volcán Misti (fig. 4.26), afloran 4 depósitos de lahares (Congata, Huayco, Ferrocarril y Uchumayo) (figs. 4.32a, b, c, y 4.35). Estos depósitos están localizados a una altura de 5 a 15 m respecto al cauce actual del río Chili; afloran principalmente en su margen izquierda, formando terrazas encajonantes. El intrusivo granodiorítico y la ignimbrita Aeropuerto de Arequipa controlan el emplazamiento de estos flujos debido a que presentan paredes muy abruptas que a veces llegan a encañonarse.

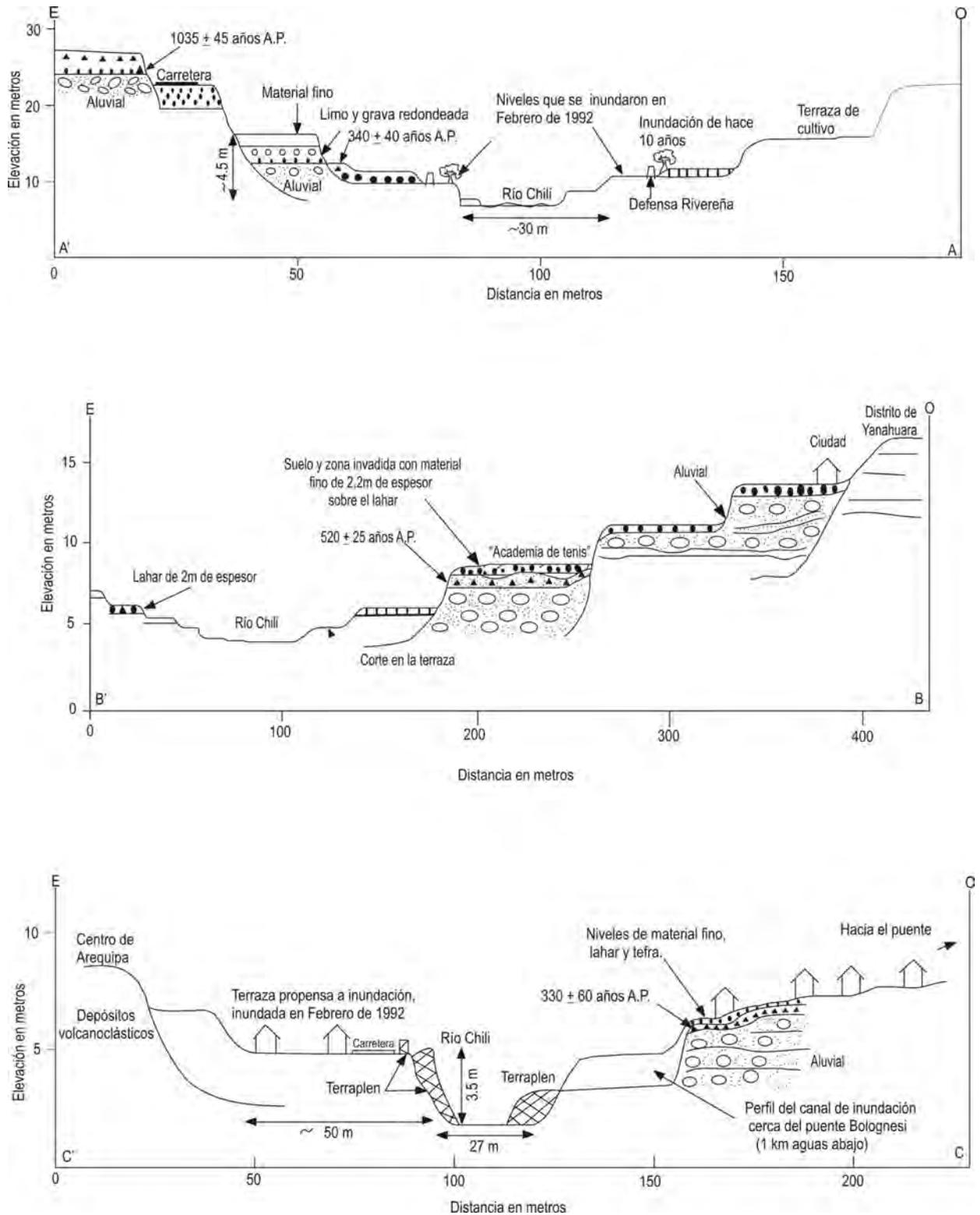


Figura 4.27 Perfiles perpendiculares al río Chili que muestran las terrazas conformadas por lahares y aluviales. Se han identificado entre 3 y 4 terrazas principales y algunas secundarias. a) Perfil AA : sector de restaurante Chocita, Chilina; b) BB : sector del club de Tenis, Magnopata-Yanahuara; c) CC : sector de Puente Grau, Centro de Arequipa (Tomado de Delaite et al., 2005).

DEPÓSITO	ESPESOR m	LITOLOGÍA	TAMAÑO DE LÍTICOS	DESCRIPCIÓN
			0 5 10 15 20 25 cm	
Dep. Hip. Club Internacional	2.0.			Depósito masivo poco compacto, color marrón rojizo; matriz areno limosa (70%). Presenta líticos lávicos angulosos menores a 2cm, pómez centimétricos (10%).
Dep. Hip. Hidroeléctrica	2.0.			Depósito masivo y poco compacto, contiene pómez menores a 2cm (15%) englobados en una matriz areno limosa (80%).
Dep. Hip. Cercado	2.0			Depósito masivo, color marrón rojizo, contiene líticos angulosos menores a 4cm en el techo y a la base entre 10 y 15cm.
Dep. Hip. Club de tennis	2.0			Depósito masivo, color marrón, contiene líticos menores a 4cm, pómez menores a 2cm y la matriz es areno limosa (70%).
Dep. Hip. Chocita	2.0			Depósito masivo, color marrón, contiene pómez menores a 2cm (20%) y líticos angulosos (10%).
Dep. Hip. Bolognesi	2.0			Depósito masivo, color marrón, contiene pómez centimétricos. En la base presenta líticos angulosos (20%).
Dep. De lahar Chilina	2.5			Depósito estratificado y compacto, color marrón claro. Presenta tres capas, la capa inferior tiene líticos menores a 10cm, en la intermedia los líticos son de 3cm y la superior tiene líticos entre 2-10cm (75%).
Dep. de lahar Chapi Chico	4.0			Depósito estratificado y compacto, color marrón rojizo. Presenta 3 capas, la inferior presenta líticos angulosos entre 10-25cm, la intermedia y la superior contienen líticos menores a 15 cm.

Figura 4.28 Estratigrafía de los depósitos de laharen el sector Chapi Chico y Congata. Se muestran 8 depósitos de lahar, de los cuales, 2 son depósitos de flujo de escombros y 6 son depósitos de flujos hiperconcentrados (Tomado de Cereceda & Mariño, 2008).



Figura 4.29 a) Depósito de lahar datado en 520 años A.P. Posee cerca de 2 m de espesor, con soporte de matriz, donde más del 90 % es de matriz arcillosa y entre 5 y 10 % de bloques pequeños, menos de 10 cm de diámetro. b) Detalle del depósito de lahar. Se puede observar restos de cerámica precolombina, lo que podría evidenciar la destrucción de antiguas civilizaciones durante el emplazamiento de lahar. Ubicación: Academia de Tennis, Magnopata-Yanahuara.

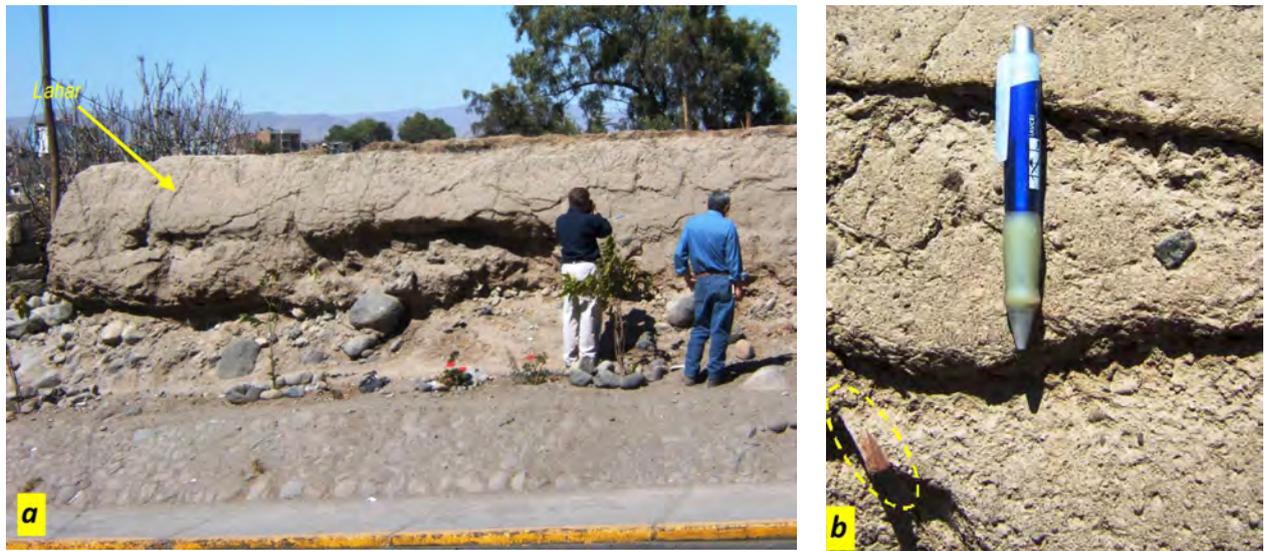


Figura 4.30 a) Depósito de lahar correlacionado con el de 520 años A.P. Posee alrededor de 1.80 de espesor, con soporte de matriz, donde más del 90% es de matriz arcillosa y entre 5 y 10% de bloques pequeños, de menos de 7 cm de diámetro. b) Detalle del depósito de lahar. Se puede observar restos de cerámica precolombina. Ubicación: bajada al puente San Martín, margen derecha del río Chili.

DEPÓSITO	ESPESOR m	LITOLOGÍA	TAMAÑO DE LÍTICOS			DESCRIPCIÓN
			0	25	50	
Dep. Hip. Andamayo 0	1.0					Depósito hiperconcentrado, de 1 m de espesor, es masivo y poco compacto. La matriz es areno-limosa que representa el 70 a 75% del total, contiene líticos centimétricos.
Dep. Hip. Andamayo 1	2.0					Depósito hiperconcentrado, masivo y poco compacto. La matriz es areno-limosa de color marrón rojizo (75%), contiene líticos menores a 5 cm.
Dep. Hip. Balcones	2.0					Depósito hiperconcentrado, masivo y poco compacto. Tiene un espesor aproximado de 2 m contiene líticos de tamaños centimétricos, la matriz es areno-limosa de color marrón rojizo (75%).
Dep. Hip. Herradura	2.0					Depósito hiperconcentrado, es masivo y poco compacto, de color marrón rojizo, contiene líticos angulosos de tamaños centimétricos, la matriz es areno-limosa de color marrón rojiza (75%).
Dep. Hip. Tunales	2.0					Depósito hiperconcentrado, es masivo y compacto, tiene un espesor de 2 a 2.5 m. La matriz es areno limosa de color marrón rojizo (75%). También presenta líticos angulosos menores a 5 cm.
Dep. Hip. Invernadero	2.0					Depósito hiperconcentrado, tiene un espesor de 2.5 m, es masivo y poco compacto, contiene líticos que varían entre 5 y 20 cm; y pómez que miden menos de 2 cm; la matriz es areno-limosa de color marrón rojiza (80%).
Dep. Hip. Tiabaya	2.0					Depósito hiperconcentrado, masivo y poco compacto, tiene un espesor de 2.0 m. La matriz está compuesta de finos (arenas y limos) de color marrón rojizo (75%), también contiene líticos polimícticos menores a 6 cm (15%).
Dep. De lahar Huasacachi	2.0					Depósito masivo y compacto, tiene un espesor de 2.5 m contiene líticos angulosos polimícticos menores a 8 cm. Presenta bloques hacia el techo que miden entre 30 y 40 cm englobados en una matriz areno-limosa del 50%.
Dep. de escombros	0.8					Depósito masivo, presenta líticos lavicos de color gris oscuro entre 1-12 cm, con estructuras prismáticas (90%).
Dep. de lahar Calle Baja	3.0					Depósito masivo y compacto, presenta dos capas separadas por un nivel de limos. Contiene líticos angulosos entre 60-80 cm (10%) y 7-13 cm (20%), la matriz es areno limosa de color gris. Hacia la base una capa de limos.
Dep. de lahar Tingo Grande	7.0					Depósito compacto y de matriz soportada, con clastos que miden entre 1-6 cm (20%) y 6-13 cm (10%). Además existe la presencia de bloques que miden hasta 2 m (5%) y líticos hidrotermalizados (5%) englobados en una matriz arenosa de color gris oscuro. En la base presenta un depósito de calda de pómez y lapilli de 12cm de espesor.
Dep. de lahar PichuPichu	11.0					En la base presenta una estratificación paralela centimétrica, contiene líticos menores a 3 cm (20%) englobada en una matriz limoarenosa de color marrón claro. Encima sobreyace un depósito masivo y compacto de aproximadamente 6m de espesor, contiene líticos subangulosos menores a 80 cm (50%) englobados en una matriz de color marrón rojizo, algunos líticos presentan alteración hidrotermal (15%). Al techo se observa una estratificación paralela, con líticos angulosos (25%) englobados en una matriz limoarenosa de color marrón claro.
Dep. de lahar Andamayo	7.0					Presenta tres capas, la capa inferior es masiva, tiene líticos con diámetros entre 5 y 50 cm englobados en una matriz arenosa de color gris (30%). La capa del medio es masiva, presenta una sedimentación granodereciente, tiene líticos con tamaños de 4-20cm. La capa superior presenta una sedimentación granodereciente, contiene líticos angulosos y subangulosos menores a 40cm en la base, al techo predominan líticos entre 2 y 8 cm algunos oxidados.

Figura 4.31 Columna estratigráfica de los depósitos de lahar, que afloran entre Pampas del Cusco y Congata, incluido el área de confluencia con el río Andamayo. Se han identificado 13 depósitos de lahar, de los cuales 7 son depósitos de flujos hiperconcentrados, 5 son depósitos de flujos de escombros y 1 es depósito de escombros monolitológico (Tomado de Cereceda & Mariño, 2008).

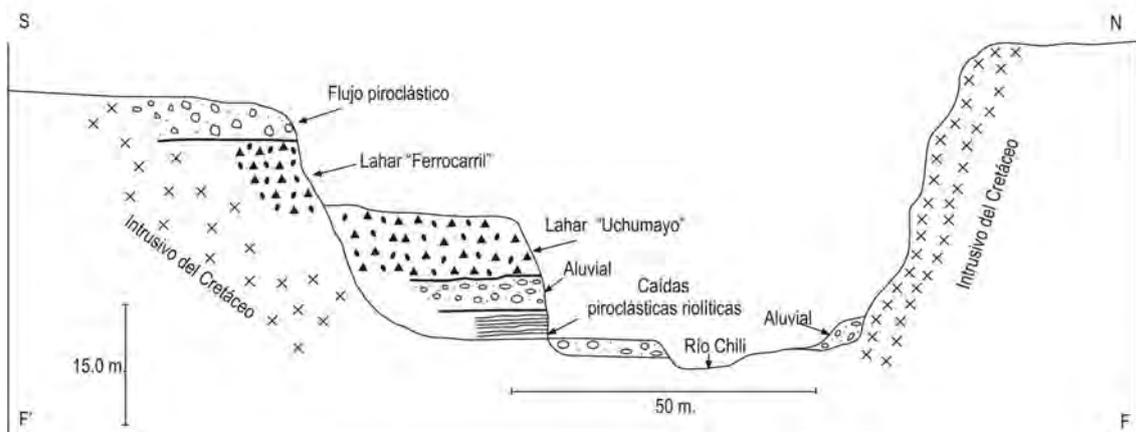
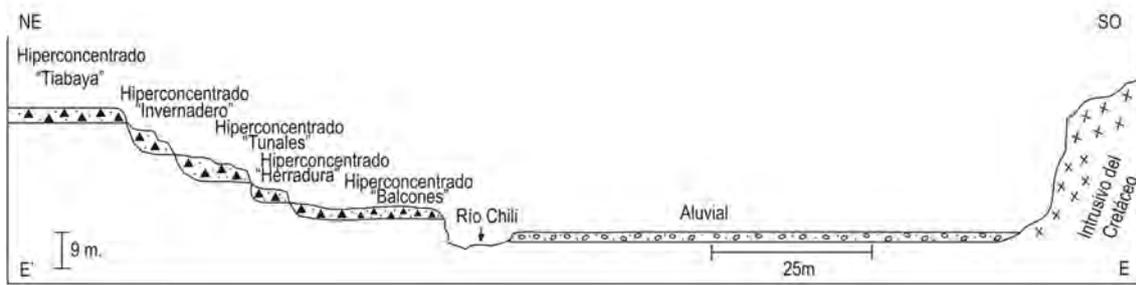
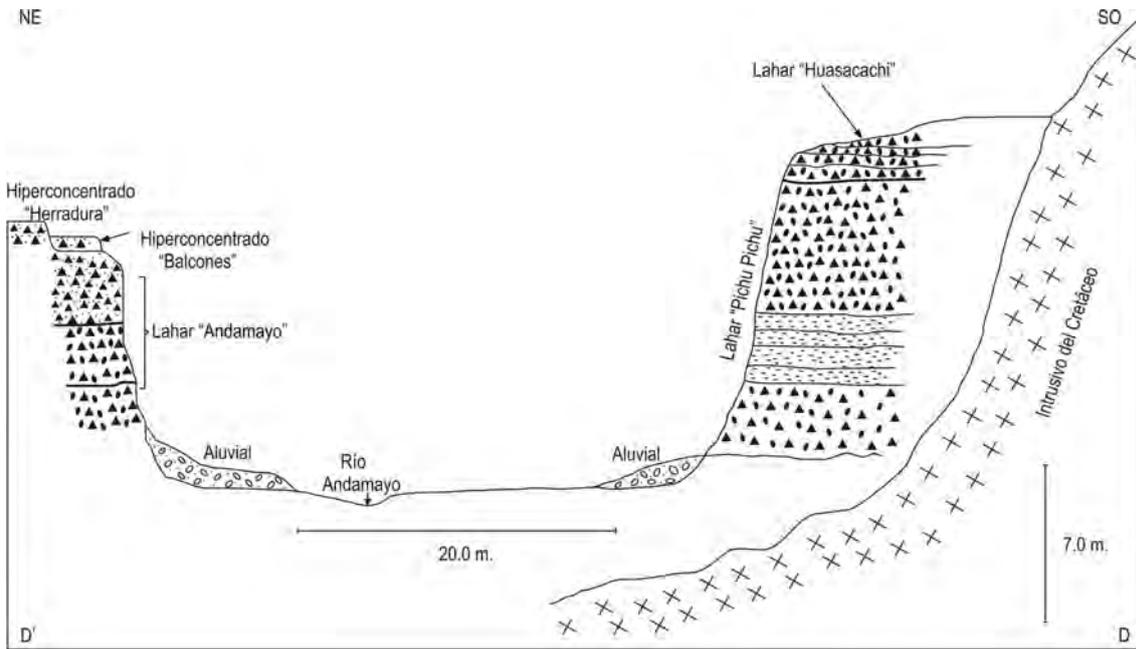


Figura 4.32 Perfiles ubicados entre 20 y 30 km al suroeste del volcán Misti. DD' : cerca al pueblo de Tingo Grande, río Andamayo; EE' : en el río Chili, cerca de la confluencia con el río Andamayo, por el pueblo Cerro Verde; FF' : sector de Uchumayo, en el río Chili (tomado de Cereceda & Mariño, 2008).



Figura 4.33 Depósito de lahar Andamayo. Posee 3 unidades que en conjunto suman aproximadamente 7 m de espesor. Todas son compactas. Lugar: cerca al pueblo Tingo Grande.



Figura 4.34 Depósito de lahar Pichu Pichu. Es masivo y compacto; posee 6 m de espesor, matriz soportada, color marrón rojizo. Lugar: confluencia de los ríos Chili y Andamayo.



Figura 4.35 En la base, lahar Uchumayo. Es masivo y compacto; posee 6 m de espesor. Contiene líticos lávicos y pómez, de composición variada, englobados en una matriz areno arcillosa color marrón rosáceo. En la parte superior, lahar Ferrocarril de 7 m de espesor, color beige. Es matriz soportada, contiene líticos subredondeados. Ubicación: río Chili, cerca de Uchumayo.

ACTIVIDAD HISTÓRICA DEL VOLCÁN MISTI

Diversas crónicas y recopilaciones efectuadas por Zamácola y Jáuregui (1804), Barriga (1951), Chávez (1992), Hantke & Parodi (1966), Simkim & Siebert (1994), entre otros, así como recientes dataciones radiométricas de depósitos recientes del Misti (Thouret et al., 2001), dan cuenta de la actividad histórica del volcán Misti. Algunas descripciones permiten identificar que se trató efectivamente de erupciones volcánicas del Misti, lo cual se confirma también con varios depósitos piroclásticos emplazados sobre las caídas y flujos piroclásticos de la erupción de hace 2050 años. Otra evidencia es el cono intracraterico (fig. 4.36) que se ha formado dentro del cráter, asociado probablemente a la erupción de hace 2050 años.

Por otro lado, algunas descripciones históricas no son muy claras y posiblemente estén referidas solo a crisis fumarólicas. A continuación una descripción de las mismas:

Erupción ocurrida entre el año 655 y 865 d.C

Thouret et al. (2001) refieren que en los flancos sur y SE del Misti, entre los 3200 y 3800 msnm, se han encontrado depósitos de caída de ceniza. Uno de los afloramientos posee 4 cm de espesor y aflora cerca a la quebrada Honda Grande, a 9 km del cráter, y ha sido datado en 1290 ± 100 años B.P.

Erupción ocurrida entre el año 1304 y 1398 d.C

En la quebrada Huarangal, a 3800 msnm, un depósito de caída piroclástica de ceniza ha sido datado en 620 ± 50 años B.P. (Thouret et al., 2001). Luego de calibrar la datación, se estableció que estaría asociada a una erupción ocurrida durante el siglo XIV (entre los años 1304 y 1398 d.C). El limitado volumen del depósito permite inferir que se trató de erupciones con un IEV mediano.

Erupción ocurrida entre 1440 y 1470 d.C (depósito de caída de ceniza Pachacútec)

Varias crónicas o relatos hacen referencia a una erupción ocurrida entre los años 1440 y 1470 d.C. Por ejemplo el padre Martín Murúa (1925) describe al respecto lo siguiente:

La Coya Ipabaco, mujer del Inca Yupanqui acudieron a esta ciudad (Arequipa) animando a toda la gente y haciendo muchos sacrificios al dicho volcán; gobernó mucho tiempo el Cuzco por ausencia de su marido el Inca Yupanqui; muy valerosa, manifiesta en un terrible terremoto en un volcán grande que esta tres leguas de la ciudad de Arequipa que lanzo de sí tanto fuego con tan grandes llamaradas que dicen que fue cierto haber llovido de esta ceniza en todo el reino, la cual mando hacer muchos sacrificios a sus ídolos.

Más adelante, Murúa (Barriga, 1951) detalla los sucesos que acontecieron poco antes de la llegada de los españoles a Arequipa:

Dicen los viejos antiguos que esta ciudad llamada Yarapampa (antes que se llame Arequipa), que en tiempo del fuerte Inca Yupanqui, hubo un grandísimo terremoto, procedente del volcán por que lanzo (sic) de sí tanto fuego y con tan grandes llamaradas que parecía ser de día claro, cubriéndose luego el volcán de una nube oscurísima por espacio de dos días en los cuales no se vio más fuego.

El relato en otra parte continúa:

Después de ello se sucedió otro terremoto con grandísimos temblores, despidiendo toda esta noche el volcán, grandes llamaradas de fuego, con terribles ruidos y gran ediondez (sic) de azufre acompañada de mucha cantidad de piedra y cenizas, y portentosos truenos por espacio de cinco días, lloviendo ceniza de hasta 150 leguas; y que si no fuera por el gran valor del Inca Yupanqui y de la Coya Ipabaco, se hubieran ido los indios de todo el Perú al menos hasta donde llevo la dicha ruina, los unos apavorándose y los otros desesperados y dejándose morir; por que como estos reyes vieron haberse arruinado y asolado toda esta dicha ciudad, de suerte que no quedo tan solo una persona ni un edificio ni ella que no feneciese, salvo los indios de la parroquia que tiene en un distrito llamado San Lázaro, que estos se escaparon por no estar en ella, sino en la ciudad del Cuzco, a causa de haber ido a hacer la mita del Inca, que de otra manera bien murieran y así no hay ningún indio natural de esta ciudad en ella, sino todos mitimaes y de los que trajo el Inca cuando vio la ruina y los dichos indios de San Lázaro, que volvieron a poblar y así se dice hoy en día Llactayoc, que quiere decir nacidos en la tierra y criollos en ella.

La erupción ocurrida entre 1440 y 1470 d.C. fue corroborada por una pequeña capa de ceniza de color negro que subyace a la ceniza de color blanquecino, asociada a la erupción del volcán Huaynaputina del año 1600 d.C. Entre ambos depósitos no existe una capa que los divida, por lo que se infiere que la ceniza negra fue emplazada en la época incaica relatada por Murúa (1925).

El depósito de caída de ceniza en mención, denominado también «Ceniza Pachacútec», posee composición andesítica, es rica en plagioclasa y piroxenos. La ceniza es escoriaeácea y de coloración oscura, esto último guarda relación con lo descrito por Murúa (1925), cuando escribe «cubriéndose luego el volcán de una nube oscurísima». El depósito de ceniza posee aproximadamente 10 cm de espesor en la parte superior del cono volcánico, entre 1 y 4 cm en el área de la ciudad de Arequipa; finalmente, la erupción habría tenido un IEV 2 (Thouret et al., 2001).

Erupción ocurrida el año 1577 d.C?

No se tienen mayores datos sobre este evento, solo el del padre Bernabé (1890), quien radicaba en Lima hacia los primeros años del siglo XVII y que empieza sus visitas al Virreinato del Perú a partir del año 1612. El padre Cobo (1890) refiere «*que son muchos los volcanes y que han reventado algunas veces, como hay memoria del de la ciudad de Arequipa (El Misti). León Pinelo dice que este volcan hizo amago de ceniza en 1577, que reventaron en tiempo de los reyes Incas, antes de la venida de los españoles a este reino...*». Sin embargo, no se han podido identificar depósitos asociados a este evento, pero podría ser un evento freático.

Evento freático del año 1677 d.C

El presbítero Ventura Travada y Córdova en su crónica «Suelo de Arequipa convertido en Cielo» (1752) habla extensamente sobre el Misti y su actividad fumarólica de marzo y mayo de 1677. Los habitantes de Arequipa se atemorizaron al observar fumarolas en el volcán, ya que aún estaban muy frescos los recuerdos de la erupción del año 1600 del volcán Huaynaputina. Al ser tan intensas dichas fumarolas, se organizaron dos expediciones: la primera en marzo que no tuvo un buen término. La segunda expedición se realizó en mayo, y se constató que lo observado desde la ciudad se trataba de fumarolas del volcán puesto que sintieron mucho olor a azufre. Todo indica que dicha actividad fue solo fumarólica, con limitada emanación de cenizas alrededor del cráter. Por ello se infiere que fue un evento freático.

Evento freático del año 1784 d.C

El historiador Zamácola y Jáuregui (1804) relata algunos temblores y cosas curiosas ocurridas en inmediaciones del volcán Misti, aunque no lo nombra explícitamente:

El 9 de julio de 1784 hubo un temblor a las 8.39 de la mañana, el continuo movimiento de la tierra no descansa, por la noche a las 12.30 se oyó un estruendo como si hubiese disparado un cañonazo por el aire o como si se hubiese caído algunas casas; se asegura que en este instante descendió por el lado del volcán, un globo ígneo, que muchos lo vieron, sus centellas alumbraron y se hizo invisible por la parte de la sierra.

Posiblemente esta descripción corresponda a explosiones freáticas que originaron eyección de proyectiles balísticos. No se tienen evidencias u otros relatos sobre la continuación del fenómeno.

Evento freático del año 1787 d.C

Según Barriga (1941), el Intendente de Arequipa Don Antonio Álvarez y Jiménez describe lo siguiente: «*Desde el día 28 de Julio*

un gran humo aliginoso y denso, que poniendo en consternación toda la ciudad a dado (sic) motivo a que el Estado Eclesiástico empezase a ser publicas procesiones y rogativas, citando a la gente de ambos sexos para procesión de sangre...». Luego de casi tres meses, el día 8 de Octubre de 1787, sale de Chiguata con dirección al cráter del volcán Misti una expedición conformada por Francisco Suero, Francisco Vélez, Francisco Ojeda y doce indios cargados de yareta. Dicha expedición arriba al cráter el día 10 de octubre, luego del cual relatan lo siguiente:

En esta eminencia de Risquería que domina toda la cumbre y parte principal de la citada boca observamos por espacio de 6 horas, que en el centro de ella salía expelido un gran trozo de vapor del grueso de mas de 9 cuadras unas veces en forma de pirámide y otras en la de nube, siempre prolongada y continuando, sin embargo de forma hacia arriba en su dilatación diversas figuras y promontorios, según el impulso de la explosión de la gravedad del aire, que elevándose en grande altura se reunía y condensaba hasta formar cuerpos separados; los cuales corrían por la atmósfera, a donde les llevaba el viento a manera de nubes, de aquella especie de solidez y color que estas aparentan.... Luego continua *...Puestos los ojos en esta extensa cumbre, se nos presento el gran boquerón principal. Su vista nos fue de bastante terror, tanto por el vapor denso que exhalaba con impetu y violencia aquella concavidad, cuando por el fuerte ruido que se oía a manera de un río caudaloso a ratos muy recio, y a ratos remiso, según las ondulaciones del aire y la impresión que hacia el eco de la cóncava pañolería. En esta especulación vimos que la columna de vapor no obstante de ser de tan grande corpulencia, nos llenaba toda la oquedad de la expresada boca, y que salían unas veces por un lado y otras por otro tomando diversas direcciones, pero sin dividirse, ni separarse hasta la mayor altura a que se eleva...* Finalmente agregan *...Primeramente advertimos, que no se percibía hedor alguno a azufre, o cosa semejante; antes por el contrario la fetidez era muy grande como de cuerpos podridos. Tenia si, algún antimonio, por que era a manera de ácido fermentado a semejanza de la herrumbre o del carnillo que da el cobre mohoso, o a moho del hedor de las tintorerías cuando están hirviendo los tintes de diversas especies y calidades, que de todo punto causa una inexplicable ediondez...*

El relato antes expuesto, permite inferir que se trató de actividad fumarólica importante, que posiblemente haya emitido pequeñas cantidades de ceniza. Por lo citado podemos inferir que posiblemente se trató de un evento freático que duró por lo menos dos meses.

Eventos cuestionables ocurridos entre el siglo XVI y XX

Entre los siglos XVI y XX se han reportado varios eventos de alta actividad fumarólica del volcán Misti, que no parecen responder a una erupción de dicho volcán. Se tienen reportes de incremento de actividad fumarólica durante los años 1542, 1599, agosto de 1836, agosto de 1830, 1831, septiembre de 1869, marzo de 1870, 1948-49, y el último reportado entre 1984 y 1985 (Simkin & Siebert,

1994; Hantke & Parodi, 1966; Zamácola y Jáuregui, 1804; Barriga, 1951; Chávez Chávez, 1992; Thouret et al., 2001; Macedo, 1994). Estos eventos causaron alarma en la población y fueron confundidos probablemente con una reactivación del volcán Misti.

Los periodos de alta actividad fumarólica están normalmente precedidos de fuertes precipitaciones y a la presencia de nieve en la zona del cráter. Es muy posible que importantes volúmenes de agua se infiltren en el edificio volcánico y luego, debido a la alta temperatura, pasen a la fase de vapor para ser expulsados.



Figura 4.36 Cono intracraterico del volcán Misti, formado durante la época histórica. El cono está conformado por una secuencia de depósitos piroclásticos de escoria, caídas de ceniza, bombas y bloques, y balísticos.



Figura 4.37 a. Registro fotográfico de emisiones importantes de fumarolas del volcán Misti, entre marzo del 2008 y junio del 2011. Las fumarolas alcanzan entre 100 y 300 m de altura sobre el cráter (Tomado de Masías et al., 2011).

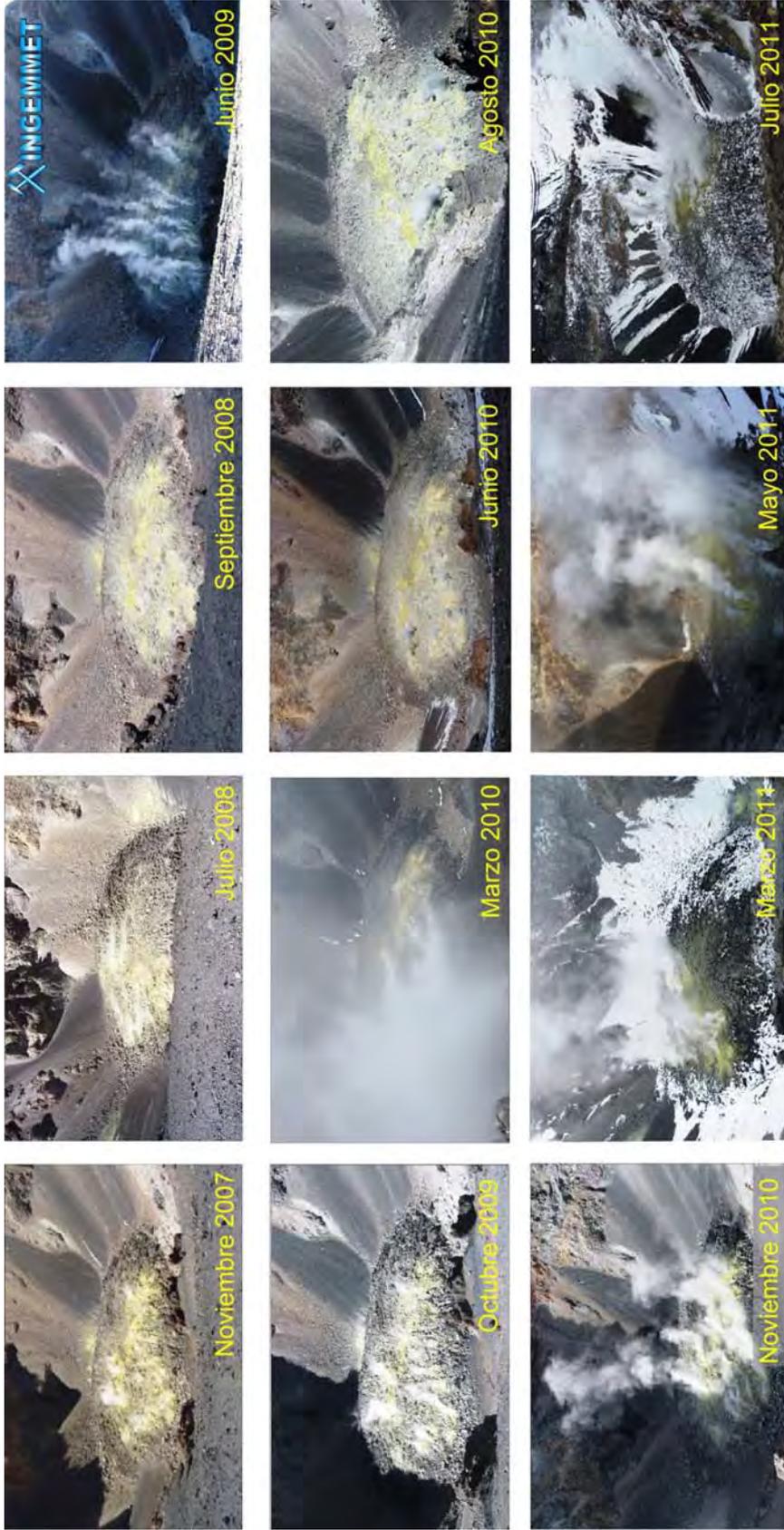


Figura 4.37 b. Registro fotográfico de emisiones de gases en la base del cráter entre noviembre de 2007 y julio de 2011 (Tomado de Masias et al., 2011): Las emisiones de gases son continuas y se dan principalmente desde la base del cráter, a través de fisuras en el cuerpo de lava. También se observa importante presencia de azufre nativo, que se origina por la emisión de gases.

CAPÍTULO V

PETROGRAFÍA, MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA DE PRODUCTOS EMITIDOS

PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA

Durante el trabajo de campo, realizado en el volcán Misti entre 2005 y 2008, el grupo de volcanología del INGEMMET (fig. 5.1) recolectó 64 muestras de roca. Asimismo, entre 1995 y 2005, J.-C. Thouret (LMV-IRD) y J.-P. Eissen (IRD) efectuaron un muestreo sistemático de rocas del Misti, algunos de los cuales son presentados en este estudio. Este muestreo cubre de manera exhaustiva la actividad eruptiva del volcán Misti ocurrida durante el último millón de años.

A continuación se hace una descripción petrográfica detallada de los productos eruptivos, donde además se presenta la composición mineralógica de las rocas del Misti con datos tomados de Rivera (2010), quien ha efectuado el análisis mineralógico de fases minerales en la microsonda electrónica de tipo CAMECA SX-100, en el «Laboratorio Magmas y Volcanes» de la Universidad Blaise Pascal (Clermont-Ferrand, Francia).

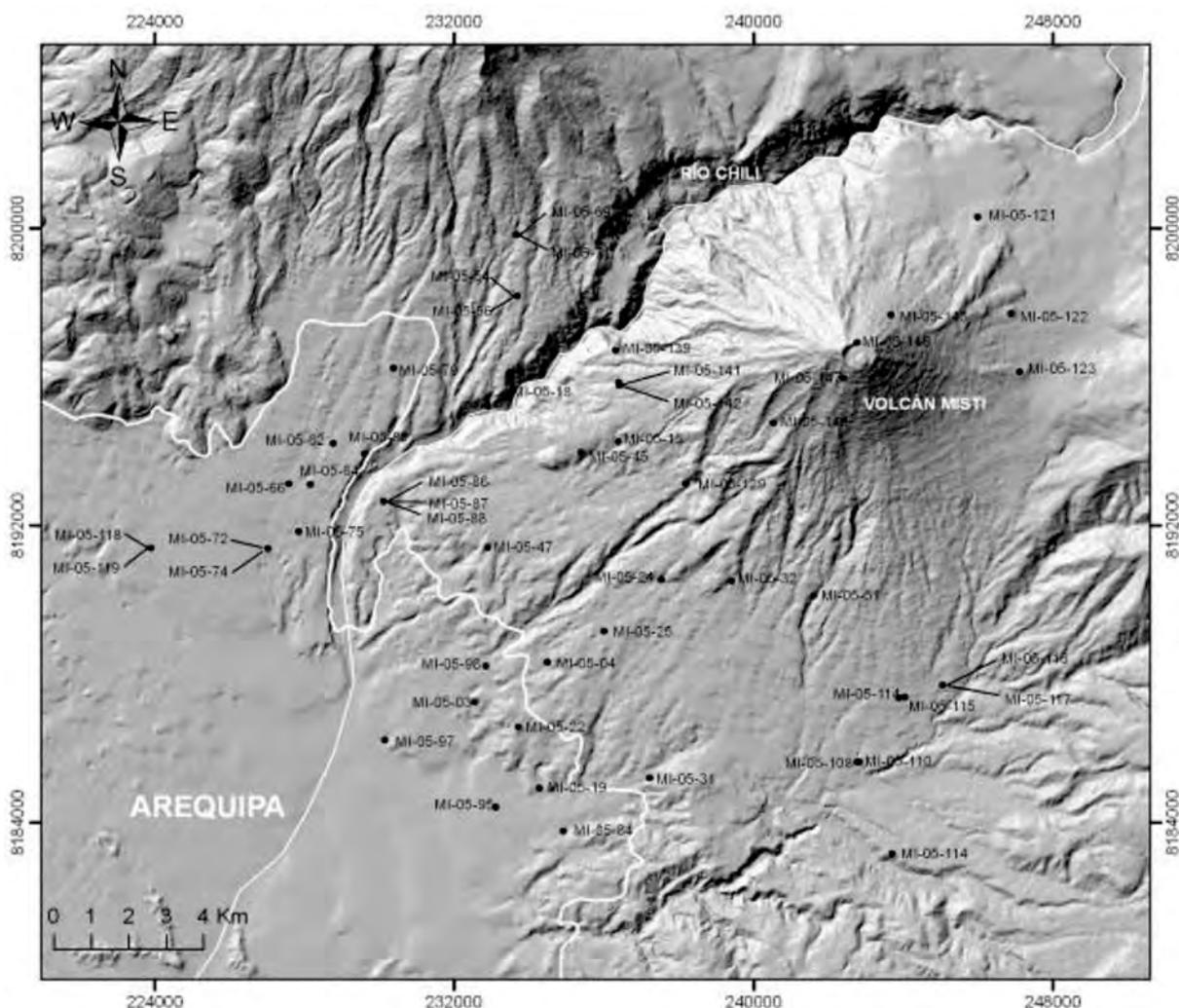


Figura 5.1 Mapa de localización de muestras del volcán Misti tomadas entre los años 2005 a 2008.

Andesitas

Se distinguen tres tipos de andesitas: andesitas con piroxenos, andesitas con piroxenos y anfíbol, y andesitas con anfíbol, siendo más frecuentes las andesitas con piroxenos y anfíbol. Las andesitas corresponden a flujos de lavas del Misti 1 (JMI-30, 109), Misti 2 (MIS-2, 6, 7, 18, 19, 21, 53, 63; JMI-48, 50, 51, 52, 55, 55a, 118, 124, 143, 144, 146) y Misti 3 (JMI, 57, 59, 159), así como a depósitos de flujo de bloques y cenizas (Misti 2: MIS-22) (fig. 5.2a), y depósitos de caídas y flujos de pómez y ceniza (Misti 4).

De manera general, las lavas son de color gris, masivas, poco vesiculadas (2-8% vol.) y de textura porfírica, microlítica fluidal e intersertal. Por otro lado, los bloques de los depósitos de flujo de bloques y cenizas son de color gris oscuro y presentan vesículas subredondeadas de tamaños milimétricos (10-20% vol.). Dichos bloques presentan una textura porfírica, con una matriz de tipo microcristalina. Por su parte, las pómez son de color blanquecino, textura porfírica y presentan vesículas subredondeadas de <0.6 cm de diámetro (20-50 % vol.), mientras que las escorias son de color gris oscuro, textura porfírica y con vesículas deformadas (20-30 % vol.).

En todas las rocas, la plagioclasa (An_{36-86}) constituye el mineral predominante (10-30% vol.), presente en forma de fenocristales y microlitos. Los fenocristales de plagioclasa tienen hábitos euhedrales a subhedrales y miden entre 1.8 mm y 250 μm , mientras que los microfenocristales son euhedrales y miden menos de 250 μm . Se observan frecuentemente plagioclasas con zonaciones normales (por ej. JMI-48: An_{60-47}) y a veces plagioclasas con zonaciones inversas (por ej. JMI-52: An_{50-63} ; JMI-153: An_{55-61}). Algunas plagioclasas muestran una textura *sieve* (JMI-66, 113, 171), formando tanto corazones como coronas de alteración concéntricas. En ciertas muestras, se observan microlitos de apatito englobados dentro de fenocristales de plagioclasa (por ej. JMI-124, 143). Se observan también fenocristales de clinopiroxeno de tipo augita (En_{41-51}) y ortopiroxeno (En_{64-83}), con hábitos euhedrales a subhedrales de menos de 1.2 mm. En algunas rocas (por ej. JMI-48, 52) existen fenocristales de clinopiroxeno que tienen zonación normal (por ej. JMI-52: $Mg\#86$!84; JMI-48: $Mg\#79,2$!77,5) y eventualmente zonaciones inversas (por ej. JMI-118: $Mg\#85$!87; JMI-55a: $Mg\#71$!80). También los ortopiroxenos muestran zonaciones normales (por ej. JMI-50: $Mg\#73,4$!72,7) y raramente zonaciones inversas (por ej. JMI-143: $Mg\#72$!75; JMI-48: $Mg\#69$!72). Los anfíboles se clasifican como magnesio-hastingsita ($Mg\#72-91$), tienen hábito euhedral a subhedral y miden menos de 1.6 mm. Se distinguen dos tipos: unos con bordes bien definidos y otros con bordes reaccionales constituidos de minerales opacos (<100 μm de ancho). Ciertos fenocristales de anfíbol están completamente remplazados por minerales opacos (MIS-7, 21,

JMI-50, 124). La biotita está presente en ciertas lavas (JMI-48, 143), pero en muy poca cantidad (<2 % vol.). Los óxidos de Fe-Ti (titano-magnetita) son de tamaño submilimétrico y están presentes en la matriz y/o englobados en los piroxenos y anfíboles. En algunas andesitas, con solamente piroxenos y plagioclasas (JMI-55a) se distinguen fenocristales de olivino (Fo_{76-80}). En general, la matriz de color gris es parcialmente cristalina donde se distinguen microcristales de plagioclasa, piroxenos y óxidos de hierro-titanio en proporciones variables.

Por otro lado, algunas andesitas del Misti 4 (MIS0016, fall2000), que corresponden a la erupción pliniana de hace 2000 años, presentan bandas de colores gris claro y gris oscuro bien definidas. Las bandas de color gris claro contienen una mayor abundancia de plagioclasa y anfíbol, ya sea como fenocristal o microcristal, incluidos dentro de un vidrio más claro; mientras que las capas más oscuras reflejan una menor proporción de plagioclasa y la presencia de piroxeno, incluidos dentro de un vidrio gris oscuro dominante. Estas variaciones mineralógicas y texturales dentro de la misma roca sugieren la influencia de la mezcla mecánica de los magmas (*mingling*).

- Misti 2: JMI-55a. Lava andesítica con plagioclasa, olivino y óxidos de Fe-Ti.
 Mis-49. Lava andesítica que contiene fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno.
- Misti 3: JMI-67. Lava andesítica que contiene un fenocristal de anfíbol rodeado por óxidos de Fe-Ti y microcristales de plagioclasa.
 JMI-51. Pómez andesítica que contiene fenocristales de plagioclasa y anfíbol.
- Misti 4: JMI-61. Escoria andesítica vesicular que contiene fenocristales de plagioclasa y piroxeno.
 Mis0016. Pómez andesítica con plagioclasa y ortopiroxeno (erupción de hace 2050 años B.P.).

Dacitas

Estas rocas son poco comunes en los productos de la etapa Misti 1 (JMI-105), Misti 2 (Mis-45; JMI-143), Misti 3 (Mis-46; JMI-54; JMI-200B) y Misti 4 (Mis-0015, 0210a). Se trata de dacitas con anfíbol y ortopiroxeno. Estas rocas corresponden a flujos de lava masiva y a pómez de depósitos de los flujos y caídas piroclásticas, las cuales tienen una textura porfírica. En estas rocas la fase mineralógica predominante es la plagioclasa (An_{41-82}) con hábitos euhedral, subhedral (20-30% vol.) y anhedral (en las pómez). Estas miden menos de 1.2 mm. Se observan frecuentemente plagioclasas con zonaciones normales (JMI-105: An_{64-63} ; JMI-143: An_{78-58}) y a veces plagioclasas con zonaciones inversas (JMI-

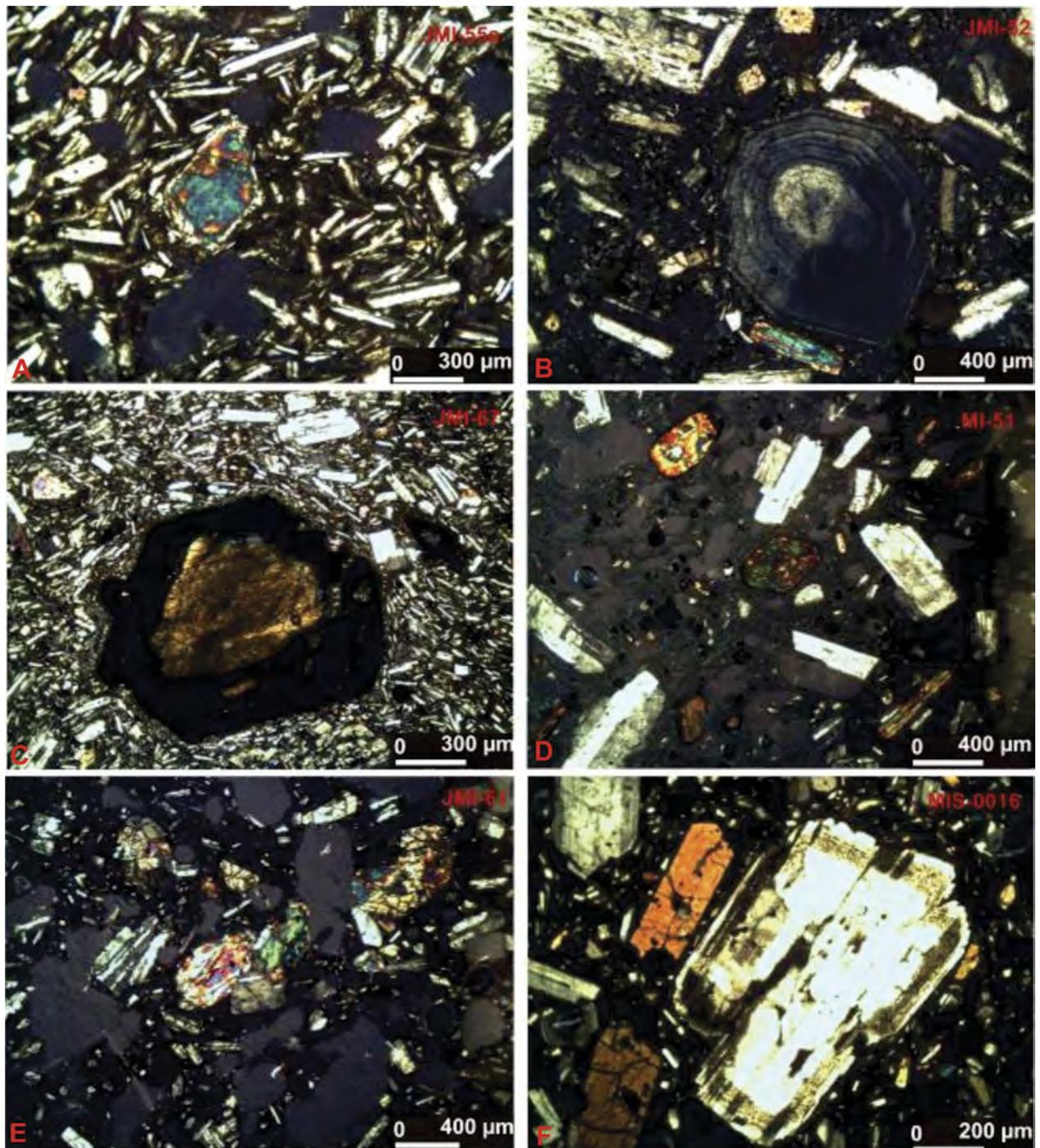


Figura 5.2 Fotos de algunas secciones delgadas de rocas del Misti. A) Escoria andesítica de textura intersertal donde se distingue un cristal de olivino y cristales de plagioclasa. B) Lava andesítica de textura porfírica donde se distingue un cristal zonado de plagioclasa y cristales de clinopiroxeno. C) Lava de textura intersertal en donde se distingue un cristal de anfíbol con grueso borde oxidado, rodeado de microcristales de plagioclasa. D) Pómez dacítica de textura porfírica donde se distinguen cristales de plagioclasa y anfíbol. E) Escoria andesítica donde se distinguen cristales de plagioclasa y clinopiroxeno. F) Pómez andesítica con un grueso cristal de plagioclasa zonado y fenocristales de ortopiroxeno.

54: An_{42-51}). El anfíbol, consta de dos tipos: magnesio-hastingsita (Mg# 72-91) y tschermakita (Mg# 72-90), los cuales aparecen en forma de cristales euhedrales y generalmente son más abundantes (4-8% vol.) que en las andesitas. El anfíbol presenta generalmente una delgada aureola reaccional constituida de minerales opacos. El ortopiroxeno (En_{64-74}) está presente en poca proporción (<5% vol.) y mide menos de 800 μm . Los óxidos de hierro-titanio (titano-magnetita) están presentes tanto en la pasta o como en inclusiones en los cristales de ortopiroxeno. La pasta, parcialmente cristalina, está constituida por microlitos de plagioclasa, anfíbol y óxidos de Fe-Ti.

Riolitas

Estas rocas son poco comunes en los productos de la etapa Misti 3. Se trata de riolitas con biotita. Estas rocas corresponden a pómez de caídas plinianas (MI-0208a, 0408, 0308) y depósitos de flujos de pómez y cenizas (JMI-134). De manera general, tienen texturas porfíricas y vitroclásticas, con poco contenido de cristales (10-30% vol.), y con vesículas redondeadas y alargadas (30-40% vol.). En estas rocas, la fase mineral predominante es la plagioclasa (An_{31-40}) que mide menos de 1.4 mm (10–20% vol.). Esta presenta un hábito subhedral a anhedral (cristales fragmentados). Algunas pómez (MI-0208a) contienen fenocristales de anortosa (Or_{26-32}) de menos de 800 μm . Los fenocristales de plagioclasa a menudo presentan zonaciones normales (por ej. MI0508: An_{38-29}). La biotita se presenta en forma de cristales euhedrales y subhedrales de menos de 3.0 mm. Los óxidos de Fe-Ti (titano-magnetita) son muy pequeños (<300 μm) y se encuentran en muy poca cantidad (<2% vol.) aislados en la pasta.

CONDICIONES TERMODINÁMICAS

El conocimiento de las condiciones de presión y temperatura preeruptivas son esenciales para definir las condiciones de cristalización de los magmas. Numerosos geotermómetros y geobarómetros permiten evaluar estos parámetros, los cuales se basan ya sea en el equilibrio entre dos fases minerales, el equilibrio entre fase mineral y líquido, o en el campo de estabilidad de una sola fase mineral (por ej. anfíbol). Estos geotermo-barómetros están calibrados según trabajos experimentales e implican que los minerales estén en equilibrio entre ellos o con el líquido magmático.

Geotermómetro con dos piroxenos

Davis & Boyd (1966) presentaron el primer geotermómetro con dos piroxenos: una calibración que requiere del equilibrio entre el ortopiroxeno y clinopiroxeno presente en la misma roca. Después de este trabajo, muchos autores se interesaron en la estimación de la temperatura de cristalización utilizando los coeficientes de partición

en soluciones sólidas en el sistema enstatita-diopsido (Wood & Banno, 1973; Wells, 1977; Lindley & Andersen, 1983). En ese sentido, Putirka (2008) presenta una nueva calibración basada en este principio para magmas que varían desde andesitas a riolitas, y para una gama de temperatura comprendida entre 700 a 1700 °C, con una precisión de ± 30 °C. Esta calibración tiene un test de equilibrio basado en el intercambio de Fe y Mg entre el orto y clinopiroxeno, de manera que el coeficiente de partición Fe-Mg ($K_D(Fe-Mg)^{cpx-opx}$) debe tener un valor de 1.09 ± 0.4 .

Dado que en algunas andesitas del Misti existen fenocristales de ortopiroxeno-clinopiroxeno en equilibrio, en el marco de nuestro estudio, Rivera (2010) empleó la calibración de Putirka (2008) y obtuvo para las andesitas (57,4 a 61,6 wt% SiO_2) una gamma de temperatura que varía entre 920 y 1026 °C ± 30 °C (para un rango de presiones de 200 a 600 MPa).

Geotermometría y geobarometría basada en la estabilidad del anfíbol

a) Temperatura

Se realizó una estimación de la temperatura de cristalización de los magmas del Misti antes de las erupciones con ayuda de la nueva calibración del geotermómetro del anfíbol de Ridolfi et al. (2010), basado en el Si^* («silice index») de los anfíboles. Esta nueva calibración tiene una desviación estándar (σ_{est}) de ± 22 °C y un error máximo de 57 °C. El geotermómetro formulado por estos autores se basa en resultados experimentales y en datos de la literatura sobre productos calcoalcalinos que contienen anfíbol, para una gama de temperaturas que varía entre 550 y 1120 °C y una presión <1200 MPa. El anfíbol en equilibrio, dentro de un líquido calcoalcalino, cristaliza en las condiciones físicas y químicas próximas de su límite de estabilidad y, por lo tanto, con pequeños cambios de presión y temperatura este puede desestabilizarse fácilmente. Cerca de la curva de estabilidad del anfíbol, la varianza del sistema (en términos de composición y condiciones físico-químicas) es baja, lo que permitió formular las ecuaciones termo-barométricas.

Para las andesitas del Misti se obtuvieron temperaturas que varían de 918 a 987 °C, con una incertidumbre de ± 22 °C, mientras que para las dacitas se obtuvieron temperaturas que varían entre 916 a 965 °C, con una incertidumbre de ± 22 °C.

b) Presión

La presión está directamente relacionada con la profundidad de la cámara magmática. En tal sentido, podemos estimar la profundidad de cristalización de los anfíboles conociendo la presión a la cual cristalizaron. Anteriormente, se propusieron varios geobarómetros, basados en el principio de que en los anfíboles, el contenido total

Tabla 5.1
 Características petrográficas de las rocas del volcán Misti. Las abreviaciones de minerales se presentan a continuación: plg= plagioclasa; amp= anfíbol; cpx= clinopiroxeno; .opx= ortopiroxeno; ol= olivino; biot= biotita; ap= apatita; oxy= óxido de Fe-Ti; fk= feldespató alcalino

Etapas	Misti 1	Misti 2	Misti 3	Misti 4
Lavas				
Tipo de rocas				
Tipo petrográfico	Andesita (60.4-62.2 % SiO ₂)	Andesita (58.33 – 62.18 % SiO ₂)	Andesita (57.37 – 61.99 % SiO ₂)	
Fenocristales % vol.	10-60 %	10-60 %	20-60 %	
Textura	Porfírica	Porfírica, microclítica porfírica, intersertal	Porfírica, microclítica porfírica	
Asociación mineral	plg±cpx±opx±amp+oxy	plg±cpx±opx±amp+oxy±biot±ap	±ol+plg±cpx±opx±amp±biot±oxy±ap	
Tipo petrográfico	Dacita (64.2 % SiO ₂)	Dacita (63.01 % SiO ₂)		
Fenocristal % vol.	30-40 %	30-40 %		
Textura	Porfírica	Porfírica		
Grupo de minerales	plg±opx+amp+oxy	plg±opx+amp+oxy±ap		
Pómez y/o escoria de depósitos de caída y flujo piroclástico				
Tipo de rocas				
Tipo petrográfico		Andesita (59.21 – 62.73 % SiO ₂)	Andesita (58.24 – 62.42 % SiO ₂)	Andesita (56.99 – 62.59 % SiO ₂)
Fenocristal % vol.		10-20 %	5-40 %	5-50 %
Textura		Porfírica	Porfírica, microclítica porfírica, intersertal	Porfírica, intersertal
Grupo de minerales		plg+opx+amp+oxy	plg±cpx±opx+amp+oxy	±ol+plg±cpx±opx+amp+oxy
Tipo petrográfico			Dacita (63.38 – 66.30 % SiO ₂)	Dacita (63.02 – 63.15 % SiO ₂)
Fenocristal % vol.			20-40 %	20-25 %
Grupo de minerales			plg±opx+amp+oxy±biot±ap	Plg+opx+amp+oxy
Textura			Porfírica	Porfírica
Tipo petrográfico			Riolita (72.35 – 73.59 % SiO ₂)	
Fenocristal % vol.			10-30 %	
Grupo de minerales			plg+fk+biot+oxy±ap	
Textura			vitroclástica, porfírica	

en aluminio (Al^I) aumenta en función a la presión (Hammarstrom & Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Schmidt, 1992). Sin embargo, Ridolfi et al. (2010) demostraron que la mayoría de estos barómetros son inexactos, si se compara con resultados experimentales (alrededor de 280 MPa de error en promedio). Una nueva calibración de este geobarómetro, con menos incertidumbre, efectuada para rocas calcoalcalinas de zonas de subducción, fue presentada por Ridolfi et al. (2010). La calibración de presión (P) de Ridolfi et al. (2010) está dada por la ecuación:

$$P \text{ (MPa)} = 19,209 e^{(1438/Al^I)}, R^2 = 0,99$$

Según Ridolfi et al. (2010), esta fórmula puede aplicarse en anfíboles cálcicos que tienen $Al\#d > 0,21$ y $Mg/(Mg + Fe^{2+}) > 0,5$, como los del

Misti (Rivera, 2010). Por otra parte, la profundidad de cristalización del anfíbol puede calcularse teniendo en cuenta el peso específico de la corteza continental que varía entre 2.7 y 2.9 g/cm³ en el sur del Perú (Kono et al., 1989).

La presión de cristalización de los anfíboles de las rocas del Misti está comprendida entre 237 ± 26 y 413 ± 45 MPa, lo que corresponde a profundidades de 9 ± 1 km y 15 ± 2 km, respectivamente (fig. 5.3). En conclusión, para el Misti, se puede considerar que existe una cámara magmática poco profunda, situada aproximadamente entre 15 y 9 km donde se produce la cristalización de anfíbol (fig. 5.3).

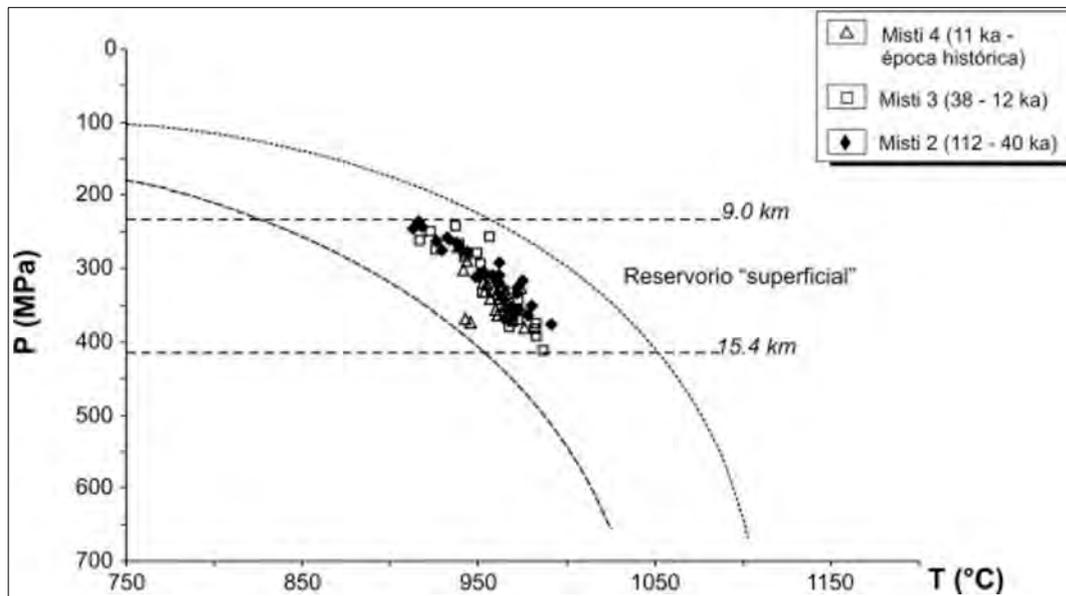


Figura 5.3 El diagrama Presión (y profundidad) – Temperatura de anfíboles pertenecientes al volcán Misti.

GEOQUÍMICA

Métodos analíticos y clasificación de la serie

Un total de 44 análisis químicos para elementos mayores han sido realizados en el laboratorio de química del INGEMMET, mientras que los análisis químicos por elementos trazas de las mismas muestras han sido realizados en los laboratorios de SGS (Canadá). Todos los elementos mayores han sido analizados por fluorescencia de rayos X, mientras que los elementos trazas han sido analizados por ICP-MS y por fluorescencia de rayos X. Además, en este estudio se tomaron 26 análisis químicos de elementos mayores y trazas de Rivera (2010), los cuales fueron efectuados por J. Cotten, en la Universidad de Bretagne Occidentale (UBO, Brest), donde fueron analizados por ICP-AES, salvo el Rb que ha sido dosificado

por espectrometría de absorción (referirse a Cotten et al., 1995 para los detalles del protocolo analítico). Todas las muestras pertenecientes al Misti fueron ordenadas en orden cronológico dentro de la secuencia estratigráfica. Todos los resultados de los análisis químicos se presentan en el Anexo 4. Se analizaron algunos duplicados con el fin de comparar los métodos de análisis aplicados por los dos laboratorios, en los cuales no se observaron diferencias significativas.

Los resultados de los análisis químicos son representados en diagramas de clasificación clásica de rocas volcánicas, como son el diagrama triangular AFM de Kuno (1968), el diagrama TAS («Total Alkalies versus Silice») de Le Bas et al. (1986), y el diagrama SiO_2 vs. K_2O de Peccerillo & Taylor (1976) (figs. 5.4, 5.5 y 5.6).

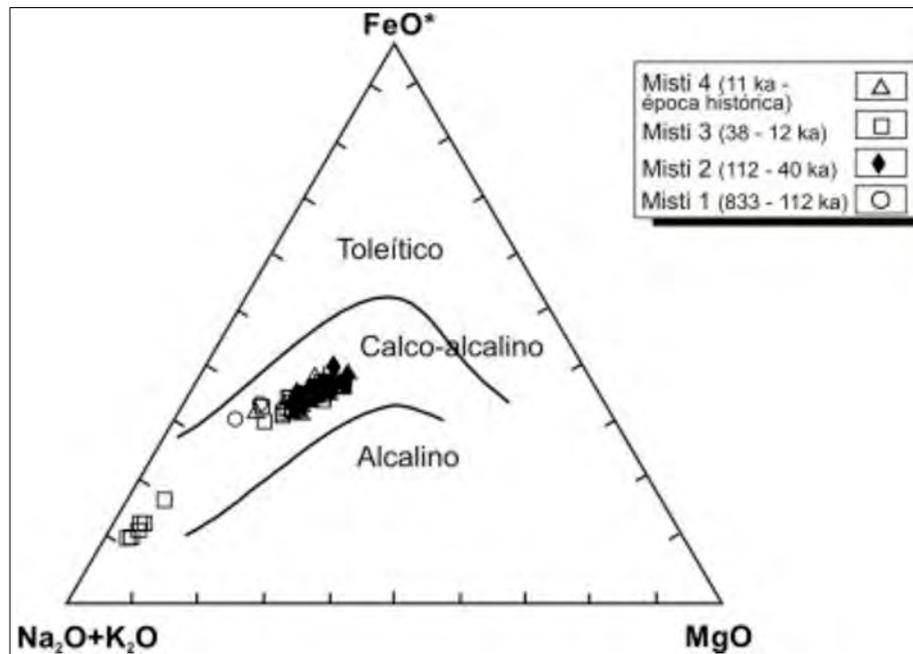


Figura 5.4 Composiciones de rocas del Misti en el diagrama AFM (A =Na₂O+K₂O; F =FeO*; M= MgO) de Kuno (1968), indicando el carácter calcoalcalino del conjunto de rocas.

Según estos criterios, las rocas del estrato-volcán Misti 1 corresponden a andesitas (60.4-62.2 wt% SiO₂) y dacitas (63.4-63.9 wt% SiO₂). Las rocas del estrato-cono Misti 2 corresponden principalmente a andesitas (57.6-62.7 wt% SiO₂) y algunas dacitas (63.01-63.4 wt% SiO₂). Las rocas del Misti 3 corresponden a andesitas (57.4-62.4 wt% SiO₂), dacitas (63.4-66.3 wt% SiO₂) y algunas riolitas (72.4-73.6 wt% SiO₂). Las rocas del Misti 4 son andesitas (56.9-62.6 wt% SiO₂) y algunas dacitas (63.02-63.2 wt% SiO₂). Todas las rocas del Misti pertenecen a la serie calcoalcalina mediana a fuertemente potásica (1.8-4.0 wt% K₂O).

Es necesario mencionar que las andesitas básicas y los basaltos están ausentes. Además, los productos más diferenciados (riolitas) están en escasa proporción volumétrica (entre 2 y 3% del total de productos) y solo están presentes en el Misti 3. Las andesitas y las dacitas definen una línea evolutiva continua, mientras que las riolitas del Misti 3 se separan por una ausencia composicional situada entre 68 y 73 wt% SiO₂. Hay que mencionar que durante el Misti 4 hay una ligera tendencia en generar magmas poco más básicos.

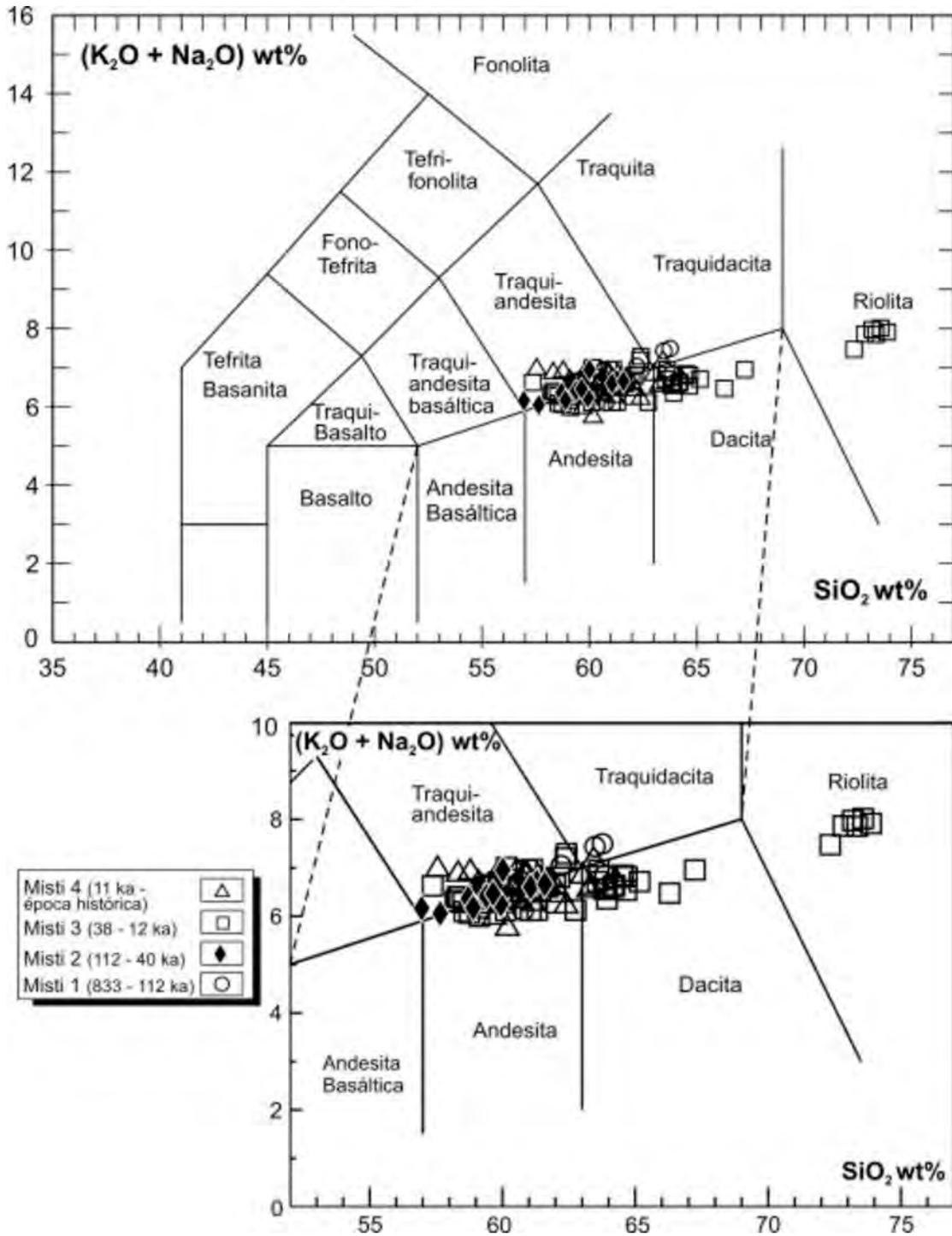


Figura 5.5 Composición de las rocas del volcán Misti en el diagrama Total de alcalis vs. Sílice(TAS), según Le Bas et al. (1986).

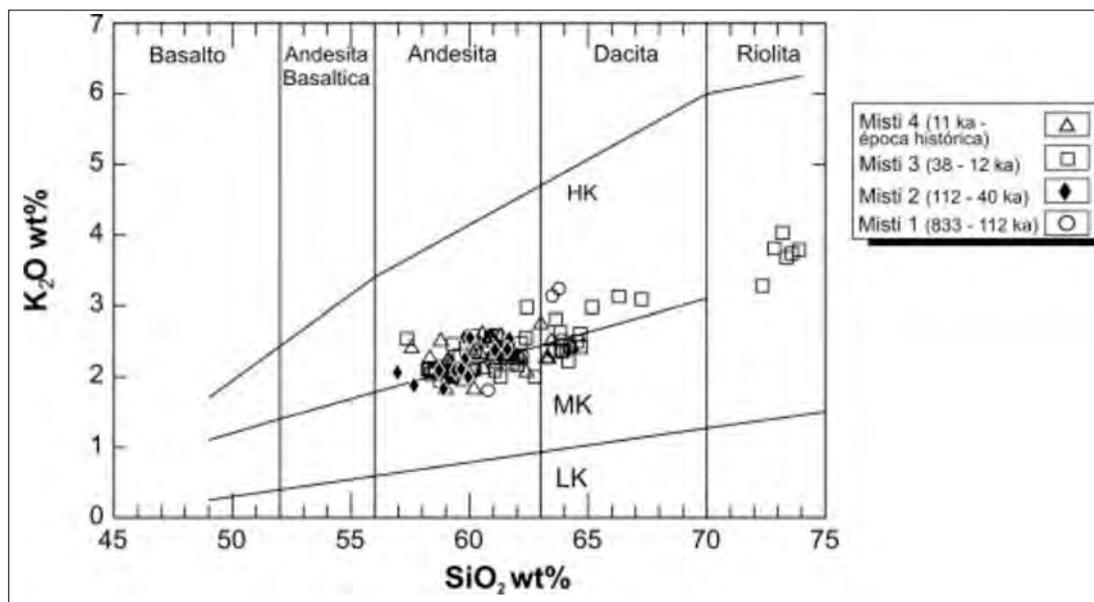


Figura 5.6 Diagrama K_2O vs. SiO_2 de Peccerillo & Taylor (1976), que muestra las rocas del Misti son moderadamente a fuertemente potásicos.

Diagramas de variación de elementos mayores

Los diagramas de Harker (fig. 5.7) permiten, en primer lugar, poner en evidencia las diferentes líneas de evolución magmática y, en segundo lugar, identificar los procesos petrogenéticos responsables de la diversidad geoquímica observada. En los diagramas de Harker, la evolución de las andesitas a las riolitas se caracteriza por una disminución de MgO , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , P_2O_5 , por la constancia en los valores de Na_2O y por el aumento del K_2O . Estas características son típicas de series calcoalcalinas de márgenes continentales activas y sugieren principalmente la intervención de un proceso de cristalización fraccionada en la evolución de la serie.

El CaO disminuye de manera muy marcada desde las andesitas hasta las riolitas. La disminución de CaO pueden deberse al fraccionamiento del clinopiroxeno, anfíbol y plagioclasa de las andesitas a dacitas, y principalmente de plagioclasa de las dacitas a riolitas.

A pesar de la gran dispersión de las concentraciones de Al_2O_3 , sobre todo en las andesitas, este elemento disminuye de las andesitas a riolitas, probablemente debido al fraccionamiento de la plagioclasa. Esta correlación negativa está mejor definida en los términos más diferenciados de la serie (riolitas).

El Fe_2O_3 y el TiO_2 presentan una disminución con la diferenciación, a raíz del fraccionamiento continuo de la titanomagnetita, y en menor medida debido al fraccionamiento de la ilmenita y biotita.

El P_2O_5 , a pesar de la gran dispersión en las andesitas, muestra una disminución con la diferenciación e indica el fraccionamiento del apatito durante la evolución.

El Na_2O no presenta ninguna correlación con respecto a la SiO_2 y más bien presenta una gran dispersión de los valores.

Los elementos trazas

Las composiciones de elementos traza se presentan en algunos diagramas de variación, en los cuales se ha utilizado el SiO_2 como índice de diferenciación (fig. 5.8). Como para los elementos mayores, numerosos elementos de transición (Sc , V , Co , Cr , Ni), así como el Sr , muestran claras relaciones negativas con la SiO_2 . Por el contrario, el Rb , Ba y Th tienen un comportamiento claramente incompatible.

Es necesario notar que contrariamente a los elementos mayores, algunos elementos trazas no grafican una evolución lineal (Sc , Cr , Ni), sino más bien una evolución en línea fragmentada o en curva. Esta ausencia de una evolución «lineal» en asociación con los datos petrológicos permite descartar un rol preponderante de un mecanismo de mezcla de magmas. En efecto, en el caso de una mezcla simple entre un polo básico y un polo ácido, todos los elementos sin excepción deberían estar dispuestos según una línea de mezcla. En tal sentido, parece que el mecanismo magmático involucrado en el origen de las líneas evolutivas es esencialmente la cristalización fraccionada.

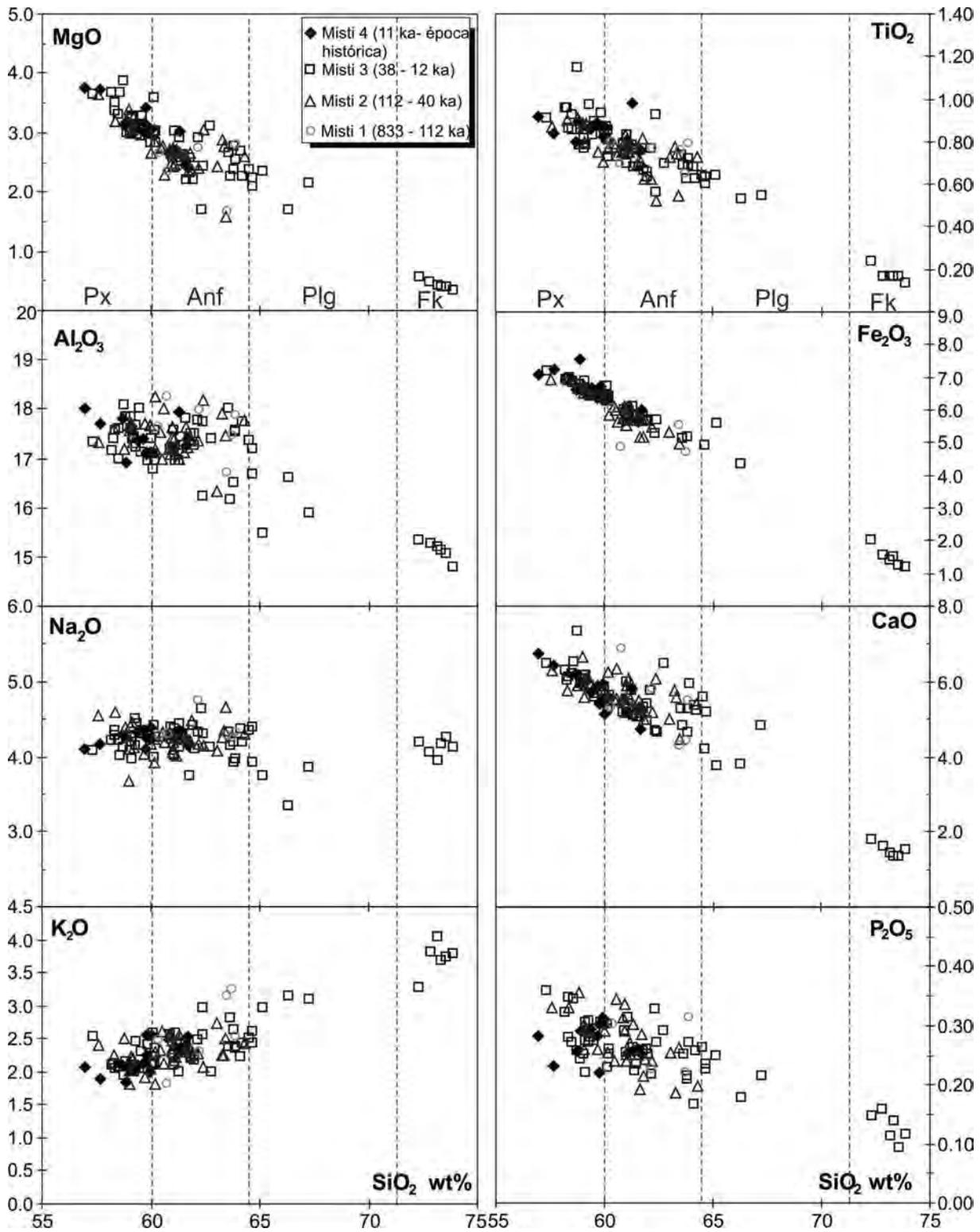


Figura 5.7 Diagramas de Harker para los elementos mayores. El índice de diferenciación es SiO_2 , Px = piroxeno, Anf = anfibol, Pl = plagioclasa, Fk = Feldspato potásico.

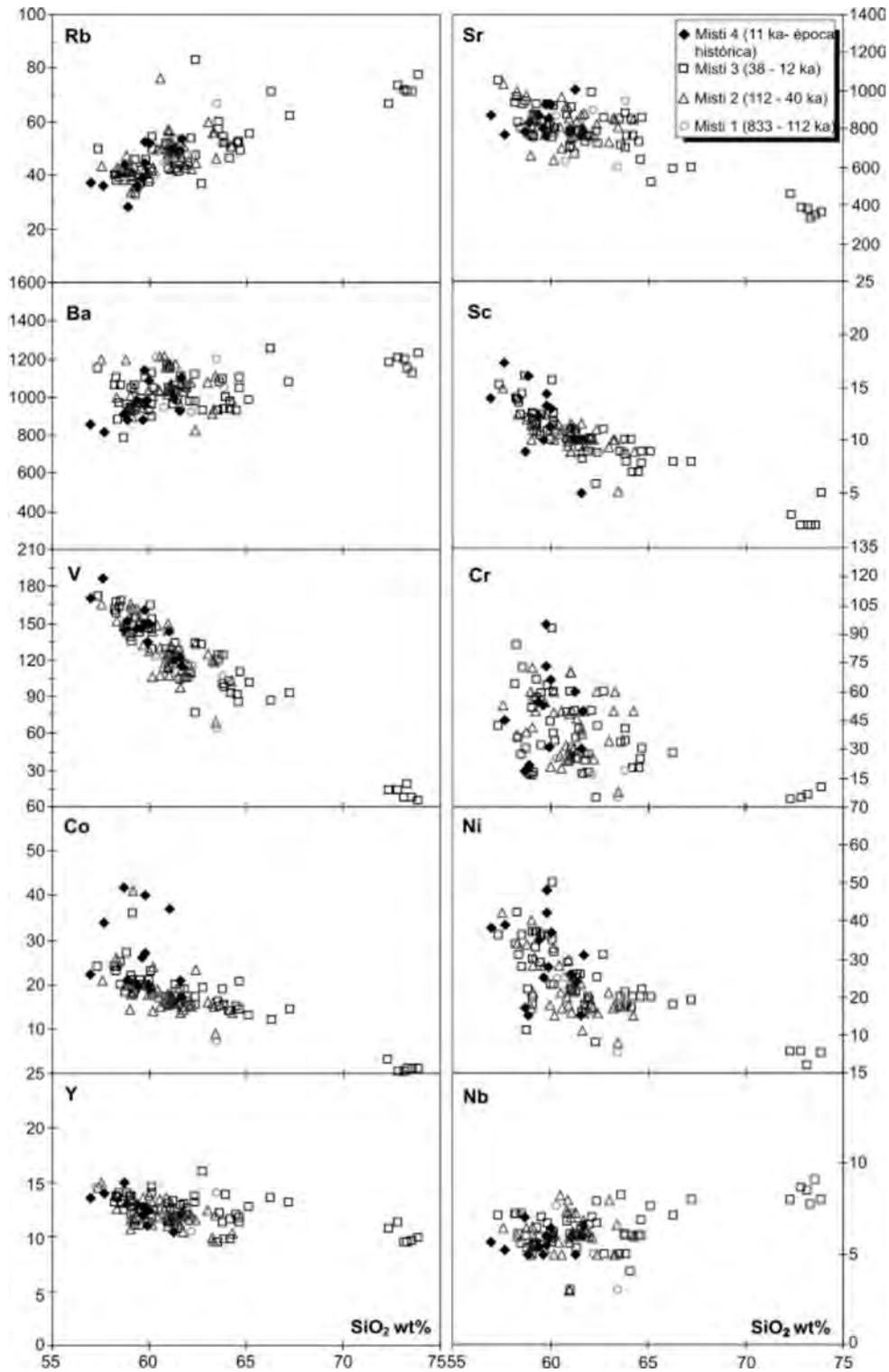


Figura 5.8 Diagramas de variaciones de elementos traza en función de SiO_2 . Todos los valores se expresan en ppm, excepto el SiO_2 expresado en peso %.

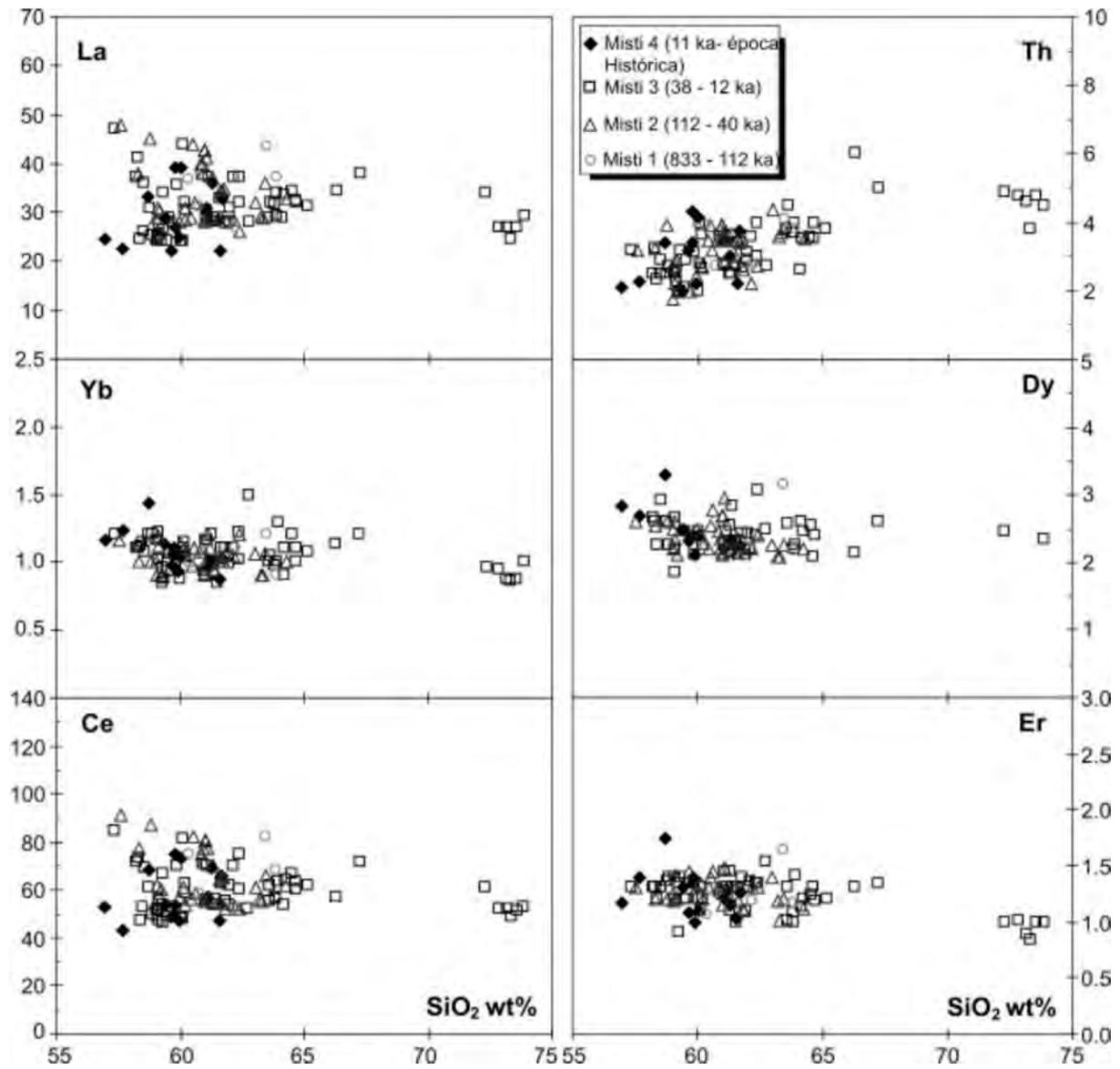


Figura 5.8 Continúa.

El Co y Ni presentan relaciones negativas debido a su fuerte afinidad por las primeras fases ferromagnesianas que cristalizan, en particular los clinopiroxenos y olivinos. El Sc disminuye gradualmente de andesitas a riolitas. Esta disminución parece corresponder al fraccionamiento de los anfíboles y clinopiroxenos. La disminución de V traduce el rol importante del fraccionamiento de óxidos de Fe-Ti durante la evolución de los magmas. El Sr disminuye de manera continua durante la diferenciación, con una ligera dispersión de valores entre 58 y 61wt.% SiO₂. Esta disminución es el resultado del fraccionamiento de la plagioclasa, ya sugerido por la disminución de Al₂O₃.

Los elementos de gran radio iónico (LILE: Rb, Ba, Th), así como los elementos de fuerte potencial iónico (HFSE: Nb, Zr) muestran un comportamiento globalmente incompatible. Las tierras raras ligeras (LREE: La, Ce) muestran una importante dispersión para las muestras menos diferenciadas (andesitas), lo que tiene por efecto cubrir la evolución general de la serie. Estos elementos muestran un comportamiento incompatible. Las tierras raras pesadas (HREE: Dy, Er, Yb) muestran una estabilidad durante la diferenciación.

En base a los diagramas (fig. 5.7 y 5.8), de manera general, no existen grandes variaciones en el comportamiento de elementos trazas entre las cuatro etapas evolutivas del Misti. Sin embargo, se observa un recubrimiento de los elementos traza de rocas del Misti 3 en comparación con las otras etapas.

El comportamiento de elementos mayores y traza parecen compatibles con una diferenciación por cristalización fraccionada.

Sin embargo, una inspección más minuciosa sugiere una evolución magmática más compleja. En efecto, el Ba, Th, y en menor medida Na₂O, K₂O, Rb y Sr, presentan una fuerte variabilidad en los productos intermedios (andesitas) que no puede ser debida a una imprecisión analítica. Estas características están a favor de la ocurrencia de otros procesos magmáticos que la cristalización fraccionada en sistema cerrado, y pueden estar más bien relacionados con procesos petrogenéticos en sistema abierto, como la contaminación y/o la asimilación cortical.

Diagramas multielementos

En un diagrama multielementos, los elementos traza fueron normalizados con respecto al manto primitivo (Sun & McDonough, 1989; figura 5.9). En este diagrama, las lavas del Misti muestran todas las características inherentes de los magmas de arco: (1) Son muy ricas en LILE (Rb, Ba, K), con relación a HFSE (Nb, Zr); y (2) poseen una fuerte anomalía negativa de Nb, así como en Ti (este último señalado por las riolitas del Misti 3). Estas particularidades son propias de magmas de arco generadas por fusión de la cuña del manto metasomatizado por fluidos acuosos provenientes de la placa subducida (McCulloch & Gamble, 1991; Vatin-Pérignon et al., 1992; Smith & Leeman, 1993). También es necesario tener en cuenta que todas estas características no son específicas del volcán Misti, más bien en realidad son típicas de todos los magmas de la CVZ (Wilson, 1989; Davidson et al., 1991; Mamani et al., 2010).

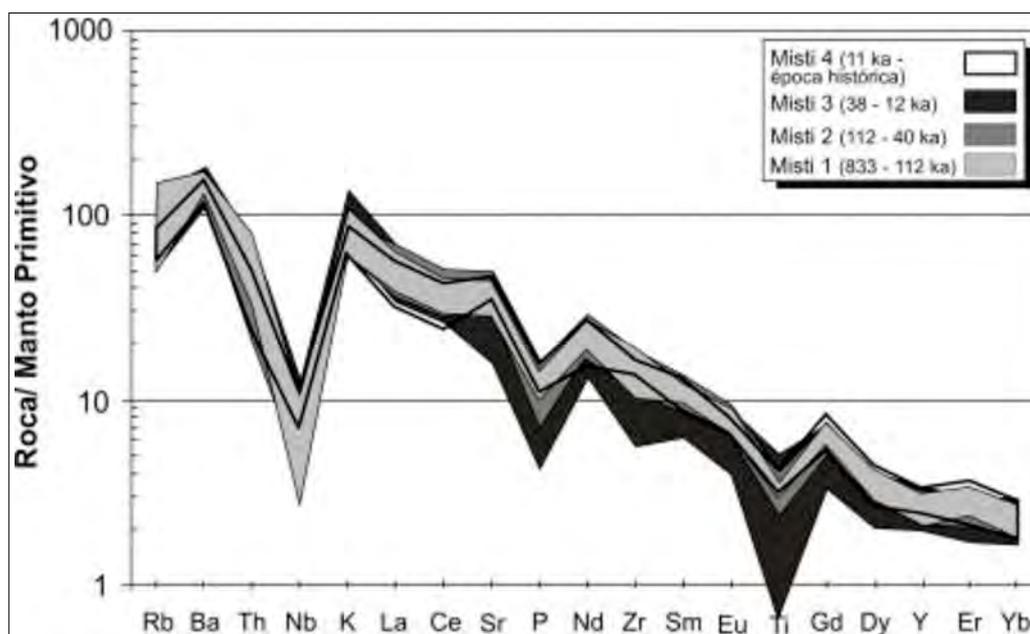


Figura 5.9 Diagrama multielementos de rocas del volcán Misti normalizados con respecto al manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).

Los espectros de tierras raras (REE) normalizados a las condritas (Sun & McDonough, 1989) de las rocas del volcán Misti se presentan en la figura 5.10. Aquí también el perfil general de los espectros es similar a otras rocas calcoalcalinas de la CVZ. Los valores normalizados de LREE son elevados ($92.9 < La_N < 202.5$), mientras que los valores de HREE siempre son superiores a 5 ($5.3 < Yb_N < 8.9$), lo que resulta en un fraccionamiento moderado de

los espectros con una razón $(La/Yb)_N$ que varía de 12.4 a 30.3. Por otra parte, las rocas del Misti 4 son ligeramente más pobres en LREE, pero más ricas en HREE que las del Misti 1, Misti 2 y Misti 3. Otra característica importante es que la anomalía en Eu es poco marcada en los magmas del Misti, a pesar del fraccionamiento de la plagioclasa, puesto en evidencia para la evolución de algunos elementos mayores durante la diferenciación (fig. 5.10).

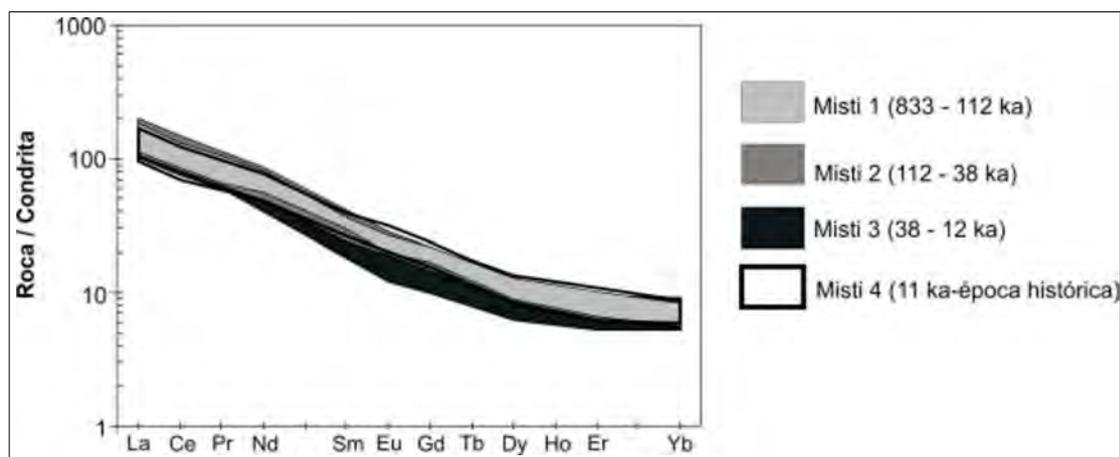


Figura 5.10 Espectros de Tierras Raras (REE) normalizadas a condritas (Sun & McDonough, 1989) de rocas del volcán Misti.

Dado los valores elevados de La y Sr, así como el empobrecimiento en Y y HREE, se tienen razones $(La/Yb)_N$ (12.4-30,3) y Sr/Y (34-79) bastante elevadas. Para algunos autores, (Feeley & Hacker, 1995; Kay et al., 1999; Haschke et al., 2002; Thouret et al., 2005; Delacour et al., 2007; Sorensen & Holm, 2008; Mamani et al., 2010) la presencia de estos tipos de rocas con afinidades «adakíticas» puede reflejar la asimilación o mezcla de magmas basálticos «primarios» provenientes del manto con los magmas generados por la fusión de la base de una corteza continental muy engrosada (65 a 70 km de espesor), en cuyo residuo de fusión existiría granate (\pm anfíbol).

Datos isotópicos: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $\delta^{18}\text{O}$

Nueve análisis isotópicos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ fueron tomados de Rivera (2010b) y siete análisis isotópicos fueron tomados de Yu-Hsuan (2007). Las muestras corresponden a las diferentes etapas evolutivas puestas en evidencia durante nuestro estudio estratigráfico. Cuando comparamos con otros magmas calcoalcalinos, las lavas del Misti poseen razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7071 – 0,7088) elevadas y razones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,51198 – 0,51227)

bajas. En el diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (fig. 5.11), la mayoría de rocas del Misti se sitúan fuera del campo definido para las lavas de la CVZ (Davidson et al., 1991; Delacour et al., 2007; Sorensen & Holm, 2008; Mamani et al., 2010).

Desde hace varias décadas, se ha considerado que los magmas de la CVZ han sido afectados por una importante contaminación o asimilación por una corteza continental engrosada (entre 65 y 70 km de espesor) existente en el sur del Perú (Barazangi & Isacks, 1976; Kono et al., 1989). En este contexto, las características isotópicas de las lavas del Misti indican un carácter aún «más contaminado». Este hecho se confirma en el diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. SiO_2 (fig. 5.12), en el cual, los datos se correlacionan positivamente, mientras que se observa una correlación negativa en el diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. SiO_2 . Estas correlaciones entre el SiO_2 (o el grado de diferenciación de la serie magmática) y la composición isotópica constituyen argumentos importantes en favor de una contaminación de los magmas del Misti por la corteza continental. En este contexto, podemos afirmar que la contaminación es mucho más importante en los productos riolíticos del período Misti 3.

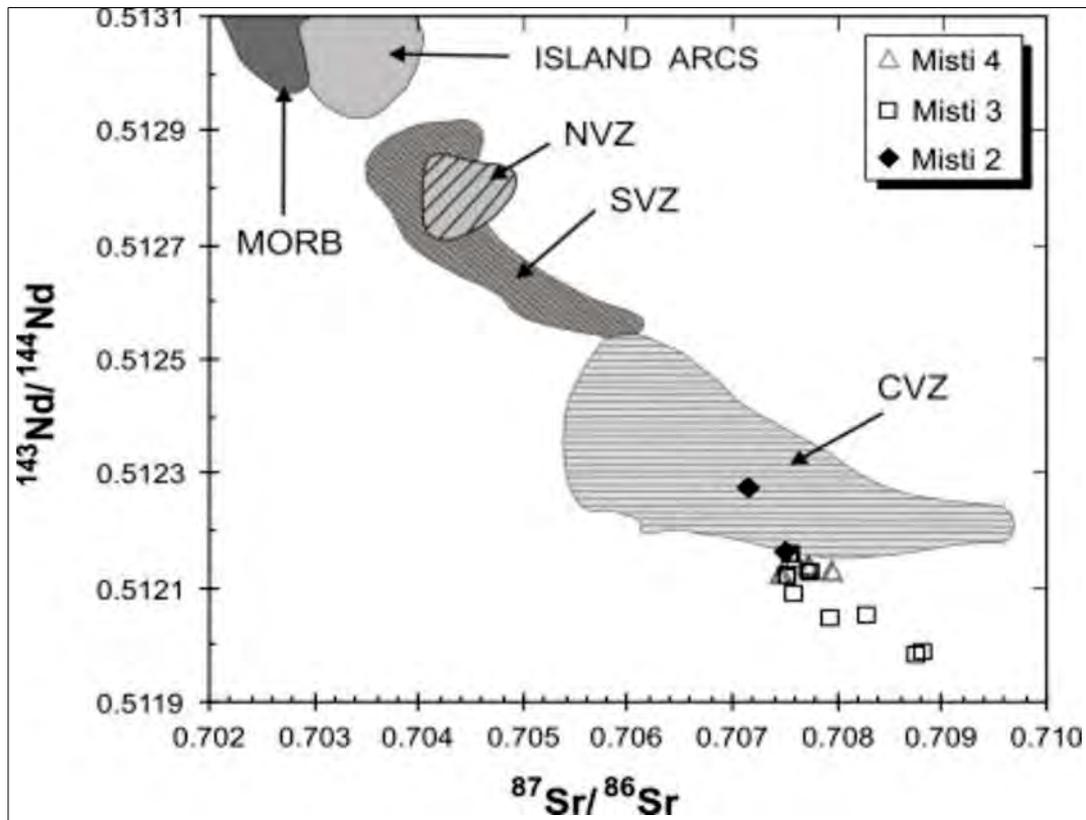


Figura 5.11 Composiciones isotópicas de Sr y Nd de lavas del Misti. Las gamas de composiciones relativas a los arcos intraoceánicos y a las Zonas Volcánicas del Sur (SVZ), Central (CVZ) y Norte (NVZ) de los Andes también son presentados (según Davidson et al., 1991).

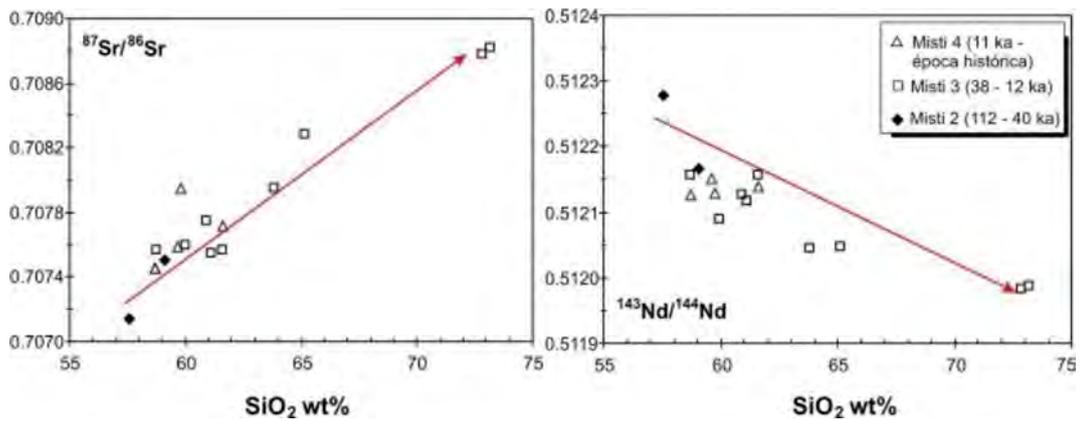


Figura 5.12 Diagramas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. SiO_2 wt% y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. SiO_2 wt% de rocas del Misti.

Por otro lado, los valores $\delta^{18}\text{O}$ de productos del volcán Misti obtenidos por Rivera (2010a) varían de 6.89 a 11.21‰ V-SMOW (fig. 3.39). Entre ellos, los términos menos diferenciados del Misti también poseen $\delta^{18}\text{O}$ elevados (6.89-8.54‰ V-SMOW) con relación a los valores típicos de magmas basálticos primitivos de zonas de subducción ($6.2 \pm 0.7\%$ V-SMOW, Harmon & Hoefs, 1995) o de

basaltos de arco y sus equivalentes diferenciados (5.2 a 7.8‰ V-SMOW). Sin embargo, los $\delta^{18}\text{O}$ del Misti se sitúan en la gama de los $\delta^{18}\text{O}$ de los otros magmas de la CVZ, que varía entre 6.9 y 12‰ V-SMOW y se interpretan clásicamente como el resultado de una contaminación o asimilación cortical (James, 1982; Harmon et al., 1981; Harmon & Hoefs, 1984; Taylor, 1986; Feeley & Sharp, 1995).

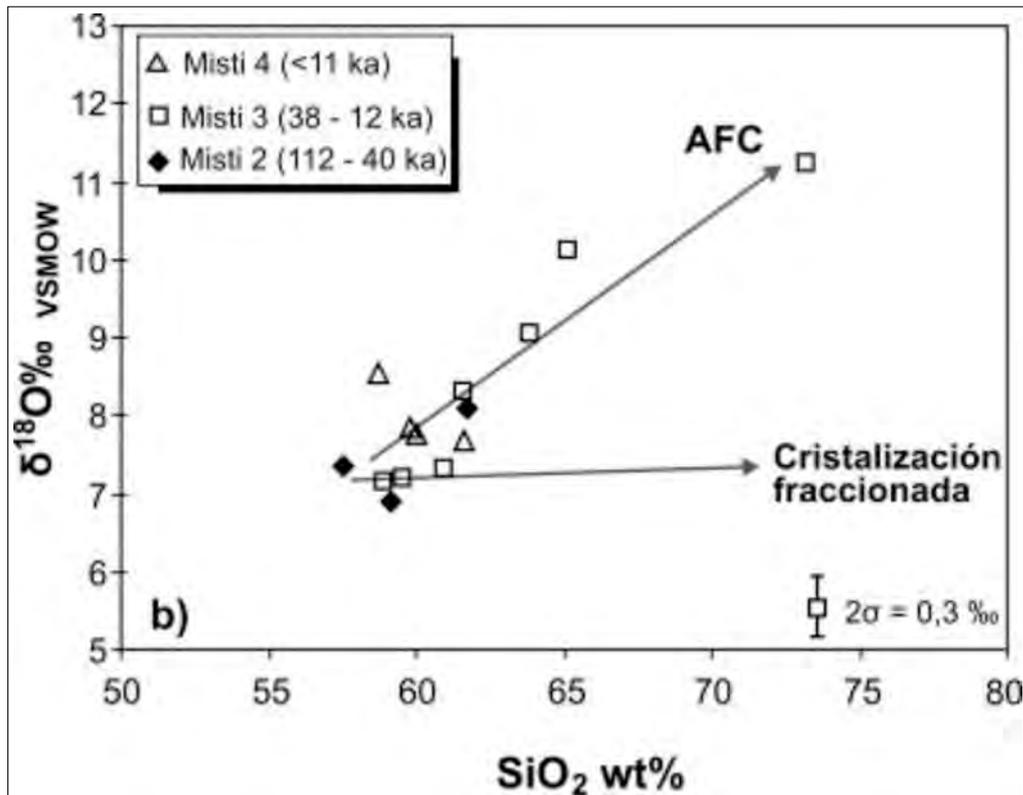


Figura 5.13 Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs. SiO_2 wt% de rocas del Misti (Rivera, 2010).

En el caso del Misti, incluso los términos menos diferenciados poseen $\delta^{18}\text{O}$ elevados; en tal sentido, es posible deducir que los magmas más primitivos de la serie del Misti ya estaban contaminados, ya sea por un componente cortical rico en ^{18}O (por ej. corteza continental inferior) o por la adición de un componente rico en ^{18}O (por ej. sedimentos) en el manto fuente de los magmas. En ese contexto, Thornburg & Kulm (1987) han mostrado que no hay sedimentos carbonatados en la fosa frente a la costa sur peruana que enriqueciera los valores $\delta^{18}\text{O}$. Por otro lado, Davidson et al. (1991) hicieron un cálculo de la proporción de la participación de sedimentos subducidos en el sector sur de la CVZ. Los resultados predicen una participación comprendida entre 1 y 2 % de sedimentos, mientras que para alcanzar un $\delta^{18}\text{O} > 7\text{-}8\%$, se necesita más del 10% de sedimentos incorporados en la fuente mantélica, lo que no es aceptable para el caso del Misti (James, 1982).

De manera general, los mecanismos magmáticos del tipo de cristalización fraccionada no son capaces de aumentar $\delta^{18}\text{O}$ en más de 1‰. Por ejemplo, Bindeman et al. (2004) calcularon que $\delta^{18}\text{O}$ aumentó 0.45‰ en la diferenciación de un basalto a una riolita. En el caso del Misti, la razón $\delta^{18}\text{O}$ aumenta un 4‰ cuando la serie pasa de 57 a 73 % SiO_2 (fig. 5.13). En consecuencia, los $\delta^{18}\text{O}$ elevados de las muestras del Misti categóricamente no pueden resultar de una evolución en sistema cerrado, de un basalto derivado del manto. Ciertamente resulta de la adición de un componente cortical rico en $\delta^{18}\text{O}$.

Clásicamente, en el caso de la asimilación de materiales continentales (rocas sedimentarias, meta-sedimentarias o intrusivas) caracterizadas por $\delta^{18}\text{O} > 10\%$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevados, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se correlacionan positivamente. La figura 5.14

muestra la relación $\delta^{18}\text{O}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las lavas del Misti, en donde existe una correlación positiva. Esta correlación es particularmente importante para los productos riolíticos del Misti 3. El $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ es negativamente correlacionado con $\delta^{18}\text{O}$ (fig. 5.14), lo que conduce a la misma conclusión: las muestras del Misti durante su ascenso asimilaban material cortical, con una proporción mayor para el caso de las riolitas del Misti 3.

De manera general, los estudios sobre la génesis de magmas en el arco volcánico pliocuaternario del sur del Perú (Harmon et al., 1981; James, 1982; Vatin-Pérignon et al., 1992; Delacour et al., 2007) muestran que los magmas en su ascenso a la superficie a menudo son afectados por procesos de contaminación y asimilación en diferentes niveles de la corteza.

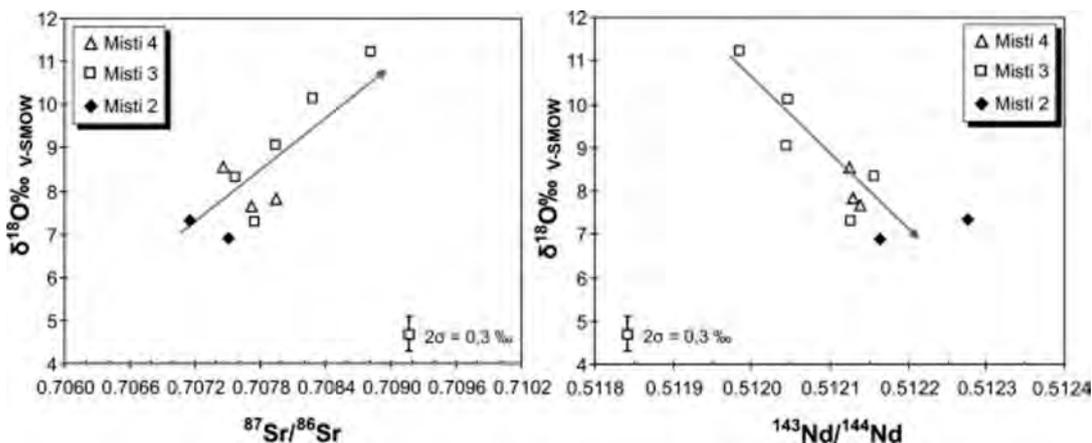


Figura 5.14 Diagramas $\delta^{18}\text{O}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $\delta^{18}\text{O}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para las rocas del volcán Misti.

MODELAMIENTO Y MODELO PETROGENÉTICO

Un proceso de diferenciación por cristalización fraccionada parece haber jugado un rol importante en la evolución de magmas del Misti. Esta afirmación se basa en varios criterios petrográficos: a) la textura fuertemente porfírica de la mayoría de muestras; b) la composición modal que varía en función de la tasa de diferenciación; c) la presencia frecuente de patrones de zonación normal de los fenocristales (plagioclasa, clinopiroxeno, olivino), que demuestran la participación eficaz de la cristalización fraccionada. Por otro lado, el estudio geoquímico mostró que en los diagramas de Harker y algunos elementos trazas (Sc, Cr, Ni) no siguen una evolución lineal, sino más bien definen una línea quebrada o curva. Esto demuestra que los mecanismos simples de una mezcla binaria no son los procesos dominantes en el origen de las líneas de diferenciación, pues el proceso predominante puede ser la cristalización fraccionada. Sin embargo, esto no debe hacer olvidar que algunos marcadores isotópicos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $\delta^{18}\text{O}$) muestran que mecanismos de contaminación y asimilación cortical se han superpuesto a un simple proceso de cristalización fraccionada.

Como se ha mencionado anteriormente, el Misti yace sobre un basamento constituido principalmente por el gneis de Charcani (macizo de Arequipa). Este se trata de una granulita de edad proterozoica, que aflora al oeste de la Cordillera Occidental y por debajo del Altiplano boliviano (Tosdal, 1996; Loewy et al., 2004). Numerosos investigadores que estudian la petrogenésis

de lavas de la CVZ (James, 1982; Wilson, 1989; Boily et al., 1989, 1990; Vatin-Pérignon et al., 1992) consideraron el gneis de Charcani como el contaminante potencial de los magmas de arco. Varios trabajos trataron el origen (Wasteneys et al., 1995; Tosdal, 1996; Loewy et al., 2004) y la composición química de los gneis de Charcani (James, 1982; Boily et al., 1989, 1990).

Modelización de la asimilación-cristalización fraccionada (AFC)

A fin de constreñir los procesos de diferenciación magmática del Misti, Rivera (2010b) ha efectuado el modelamiento de un proceso de cristalización fraccionada-asimilación (AFC) tomando para ello la fórmula establecida por De Paolo (1981). Este modelamiento consistió en integrar un proceso de cristalización fraccionada, asociada a una continua asimilación de material cortical. Para ello se ha tomado la composición del gneis de Charcani como contaminante.

La figura 5.15 presenta los diagramas multielementos que comparan las composiciones predichas por el modelo AFC y los datos analíticos. Parece que el modelo se ajusta bastante bien a los datos para una razón masa asimilada/masa cristalizada ($r \gg 0.22$), que corresponden a una tasa de asimilación $d \gg 14\%$. A partir de estos resultados, se asume que el contaminante probable (gneis de Charcani) corresponde a un contaminante real, el cual es más rico en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $\delta^{18}\text{O}$.

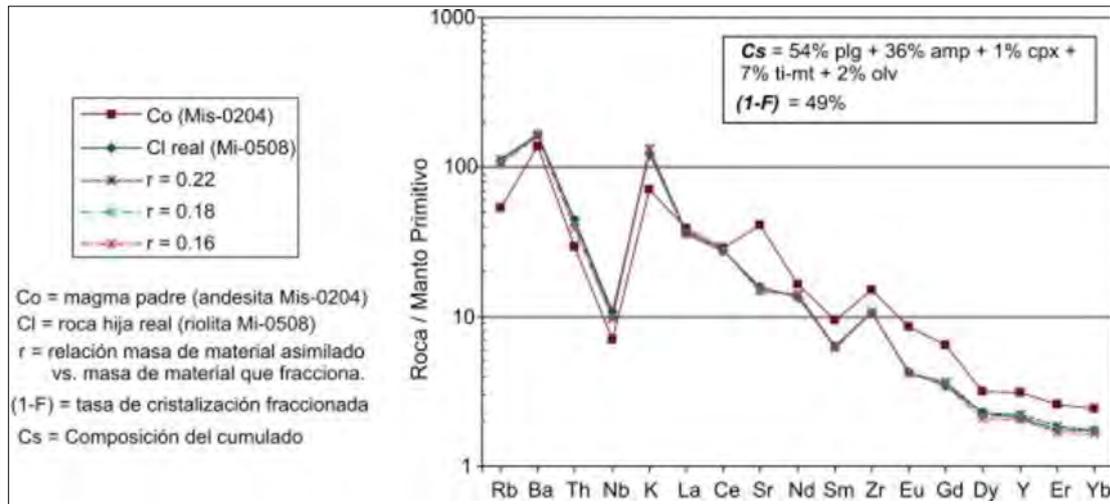


Figura 5.15 Diagrama multielemento que muestra los resultados del cálculo de la AFC para varios porcentajes de asimilación del contaminante (macizo de Arequipa) que participa en la evolución de rocas del Misti.

Según los cálculos, las tasas de cristalización fraccionada y tasas de asimilación variable ($d \gg 14\%$) pueden participar en la evolución desde las andesitas hasta las riolitas. El hecho de que los productos menos evolucionados del Misti (andesitas) presenten razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $\delta^{18}\text{O}$ elevadas indica que cuando ellos llegan al reservorio superficial ya están contaminados.

Modelo petrogenético

Los productos emitidos por el Misti presentan una amplia gama de composición desde andesitas hasta riolitas (56,9-73,6 wt% SiO_2), las cuales pertenecen a una serie calcoalcalina, moderada a fuertemente potásica. Estas lavas presentan un enriquecimiento en LILE (K, Rb, Ba, Th) con relación a los HFSE (Nb, Zr). Según el comportamiento de elementos mayores, trazas e isótopos, y según el contexto geodinámico ligado a la subducción, se admite que estos magmas resultan esencialmente de la fusión parcial de la cuña del manto previamente metasomatizado por fluidos acuosos provenientes de la deshidratación de la corteza oceánica subducida (Lefèvre, 1979; Ruprecht & Wörner, 2007).

Por otro lado, las características isotópicas de las lavas del Misti ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $\delta^{18}\text{O}$ elevados y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ bajas) son comunes en todos los magmas de la CVZ. Entre los modelos propuestos a fin de explicar el origen, se recurre o a una contaminación o a una asimilación que ocurre en la base de la corteza continental, en una zona de MASH (Hildreth & Moorbath, 1988; Harmon & Hoefs, 1984; Davidson et al., 1990; Thouret et al., 2005), o a una contaminación o asimilación por la corteza continental durante el ascenso y almacenamiento cerca a la superficie, al interior de la

corteza continental (James, 1984; Davidson et al., 1990; Gerbe & Thouret, 2004), o ambos.

Como se mencionó anteriormente, las rocas del Misti poseen tenores en LREE y Sr elevados, pero tenores en Y e HREE un poco más bajos que los magmas calcoalcalinos «clásicos» de arco. Estos tipos de rocas son comunes en la mayoría de los volcanes pliocuaternarios al sur del Perú. Para numerosos autores (Kay et al., 1999; Haschke et al., 2002; Thouret et al., 2005; Delacour et al., 2007; Sorensen & Holm, 2008; Mamani et al., 2010) estas características pueden reflejar procesos de asimilación o mezcla de magmas provenientes del manto con los magmas generados en la base de una corteza continental engrosada (entre 65 y 70 km). Los bajos tenores en Yb e Y resultarían debido a la presencia del granate (\pm anfíbol) en el residuo de fusión.

En resumen, en base a las características mineralógicas, geoquímicas e isotópicas de las lavas recientes del volcán Misti, el modelo petrogenético propuesto por Rivera (2010b) es retenido para este estudio: los líquidos de composición básica ascienden hacia una cámara magmática cortical donde sufren una diferenciación de tipo AFC (asimilación-cristalización fraccionada). Las composiciones en elementos trazas e isotópicos llevan la firma del substrato proterozoico (gneis de Charcani), en el cual los magmas probablemente se diferenciaron. La influencia mayor de estos procesos de AFC parece aumentar entre 34 y 31 ka, como lo muestran los valores elevados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $\delta^{18}\text{O}$ (tipo cortical) de productos más diferenciados (riolitas) del Misti 3, en relación a los valores de los productos más antiguos y recientes.

Conclusiones

- En los productos del Misti se identifican tres tipos petrográficos: andesitas, dacitas y riolitas. Al interior de estos diferentes tipos se observan cinco grupos: andesitas con piroxeno; andesitas con piroxeno y anfíbol; andesitas con anfíbol; dacitas con anfíbol y riolitas con biotita. Las andesitas con piroxeno y anfíbol son las más abundantes, mientras que las riolitas son bastante raras.
- A pesar de la gran variedad de productos emitidos por el volcán Misti, tanto en forma de flujos de lava como productos piroclásticos, la asociación mineral es relativamente constante, con predominancia de andesitas con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, \pm clinopiroxeno, \pm ortopiroxeno, \pm olivino y óxidos de Fe-Ti.
- Sobre la gran variedad de productos emitidos por el volcán Misti, las pómez riolíticas de depósitos de caída y flujos de ceniza y pómez se emplazaron probablemente solo entre 31 y 34 ka (Misti 3). Estas riolitas están constituidas de plagioclasa, feldespato alcalino (anortosa), biotitas y óxidos de Fe-Ti.
- La calibración termométrica de Putirka (2008), en pares de piroxenos (ortopiroxeno-clinopiroxeno) y la calibración termométrica de Ridolfi et al. (2010), en base al contenido total de aluminio de los anfíboles, permitieron estimar las temperaturas de cristalización, relativamente cercanas unas de otras. Las andesitas presentan temperaturas de 1020°C a 920°C \pm 30°C, y las dacitas de 965°C a 916°C \pm 22°C. Las estimaciones de presión obtenidas con la ayuda del anfíbol dieron una gamma comprendida entre 237 \pm 26 MPa y 413 \pm 45 MPa, es decir profundidades que varían de 9 a 15 \pm 2 km aproximadamente, donde se sitúa una zona de almacenamiento o cámara magmática.
- A pesar de una actividad relativamente frecuente y explosiva (con el emplazamiento de voluminosas ignimbritas y el colapso de calderas), el Misti emitió magmas cuya composición química (en elementos mayores y trazas) es bastante homogénea, principalmente son andesitas y algunas dacitas. Los productos más diferenciados son las riolitas emplazadas entre 34 y 31 ka (Misti 3).
- Una característica constante de todos los productos del volcán Misti es el moderado empobrecimiento en HREE e Y con relación a las composiciones calcoalcalinas «clásicas» de las lavas de arco. Según algunos autores, estas características pueden reflejar la asimilación o la mezcla de magmas basálticos primitivos provenientes del manto con los magmas generados por la fusión de la base de la corteza continental engrosada (65 a 70 km de espesor), cuyo residuo de fusión contendría granate (\pm anfíbol).
- La mayoría de elementos mayores y traza muestran claras correlaciones con la SiO₂, escogido como un índice de diferenciación. Esto refleja el principal rol jugado por la cristalización fraccionada en la evolución de la serie. Sin embargo, un examen más minucioso de los datos indica una evolución magmática más compleja. En efecto, los tenores en Ba, Th y en menor medida de Na₂O, K₂O, Rb y Sr de las andesitas y algunas dacitas (57 - 64 wt% SiO₂) presentan una fuerte variabilidad que no puede ser de origen analítico. Estas características son argumentos a favor de otros procesos que la cristalización fraccionada en sistema cerrado, y son más bien compatibles con la intervención de un proceso de contaminación o la asimilación cortical durante la evolución de magmas del Misti.
- En base a las características mineralógicas, geoquímicas e isotópicas de los productos recientes del Misti, un modelo petrogenético puede ser propuesto: los líquidos de composición básica se generan en la cuña del manto previamente metasomatizado por fluidos provenientes de la zona de subducción. Estos magmas primitivos ascienden hacia un reservorio profundo, localizado probablemente al límite de la base de la corteza continental, donde sufren una diferenciación de tipo AFC (asimilación-cristalización fraccionada) por los bajos valores en Yb. Luego ascienden a otro reservorio superficial donde interactúan con el substrato proterozoico. En efecto, las composiciones en elementos traza e isotópicas llevan la firma del substrato proterozoico (gneis de Charcani) en el cual los magmas probablemente se diferenciaron. La importancia de estos procesos de AFC parece aumentar entre 34 y 31 ka, como lo demuestran los valores elevados de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y δ^{18} O (tipo cortical) de productos más diferenciados (riolitas) del Misti 3, en relación a los valores de los productos más antiguos (Misti 2) y recientes.

CAPÍTULO VI

PELIGROS VOLCÁNICOS Y ESCENARIOS ERUPTIVOS EN EL VOLCÁN MISTI

Diversos estudios han compilado los principales eventos volcánicos generadores de peligros (Tilling & Beate, 1993; Scott et al., 1997; Sigurdsson et al., 2000). En el volcán Misti, en orden de importancia, se han identificado peligros por caída de piroclastos y proyectiles balísticos, flujos y oleadas piroclásticas, flujos de escombros (lahares), flujos de lava, avalanchas de escombros y gases volcánicos (fig. 6.1). A continuación se describen estas amenazas volcánicas.

CAÍDA DE PIROCLASTOS Y PROYECTILES BALÍSTICOS

Las caídas de piroclastos se generan durante erupciones explosivas, cuando los fragmentos de roca son expulsados hacia la atmósfera de forma violenta, formando una columna eruptiva que puede alcanzar varias decenas de kilómetros sobre la superficie y que posteriormente caen sobre la superficie terrestre. Los fragmentos más grandes y densos caen cerca del volcán y se denominan bombas o bloques (>64 mm), mientras que las partículas de menor tamaño, denominadas lapilli (2-64 mm) y ceniza (<2 mm) son llevadas por el viento a grandes distancias, luego caen y forman una capa de varios milímetros o centímetros de espesor (Walker, 1971). Las partículas pueden afectar extensas áreas, de varias centenas de km² (Cas y Wright, 1987).

Los proyectiles balísticos siguen trayectorias que no son afectadas por la dinámica de la columna eruptiva o la dirección del viento. Son expelidos a decenas o centenares de metros por segundo y típicamente se hallan restringidos a un radio de 5 km del centro de emisión (Tilling & Beate, 1993); sin embargo, en erupciones plinianas pueden alcanzar mucha más distancia. El peligro de impacto es grande cerca al cráter, y decrece conforme se incrementa la distancia (Walker, 1971).

Estas partículas pueden causar problemas de salud en las personas, contaminar fuentes de agua, colapsar los techos por el peso acumulado, afectar cultivos, interrumpir el tráfico aéreo, entre otros (Tilling & Beate, 1993).

Flujos y oleadas piroclásticas

Los flujos piroclásticos son masas calientes (300°C a 800°C) conformados por una mezcla de ceniza, fragmentos de roca y gases. Estos flujos descienden por los flancos del volcán a ras de

la superficie y a grandes velocidades comprendidas entre 100 y 300 m/s (Hoblitt et al., 1995). Poseen normalmente una parte inferior densa, que se encauza y desplaza por el fondo de las quebradas o valles y otra superior menos densa, denominada oleada piroclástica, compuesta por una nube turbulenta de gases y ceniza que con facilidad salen del valle, sobrepasan relieves importantes y afectan una mayor área. Estos flujos y oleadas destruyen y calcinan todo lo que encuentran a su paso (Tilling & Beate, 1993).

Flujos de escombros (lahares)

Los flujos de escombros o lahares, denominados también en este estudio como flujos de barro, son mezclas de partículas volcánicas de tamaños diversos movilizadas por el agua y que fluyen rápidamente (20-60 km/h) por valles y quebradas originados en los volcanes. Se generan en períodos de erupción o de tranquilidad volcánica (Tilling & Beate, 1993). El agua puede provenir de fuertes lluvias, fusión de hielo o nieve, ríos o lagunas cratéricas.

Los lahares viajan a lo largo de quebradas o ríos y eventualmente pueden salir de estos cauces en los abanicos de inundación, como ocurrió con los lahares que destruyeron la ciudad de Armero en Colombia, luego de la erupción del volcán Nevado del Ruiz en 1985 (Naranjo et al., 1986; Thouret, 1990). El área afectada depende del volumen de agua y de materiales sueltos disponibles, así como de la pendiente y topografía. Normalmente destruyen todo a su paso, pueden alcanzar grandes distancias (>200 km) e incluso generar inundaciones cerca al cauce de ríos (Tilling & Beate, 1993).

Flujos de lava

Los flujos de lava son corrientes de roca fundida expulsadas por el cráter o fracturas en los flancos del volcán. Pueden fluir por el fondo de los valles y alcanzar varios kilómetros de distancia, pero raramente llegan a más de 8 km del centro de emisión (Francis, 1993). En los volcanes de la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC), las lavas son viscosas y normalmente se enfrían en la zona del cráter formando domos o recorren algunos kilómetros de distancia. Por ejemplo, en el volcán Sabancaya, la mayoría de flujos de lava alcanzaron entre 3 y 6 km de distancia (Mariño et al., 2012), en el volcán Ubinas recorrieron entre 3 y 5 km de distancia (Rivera, 1998).

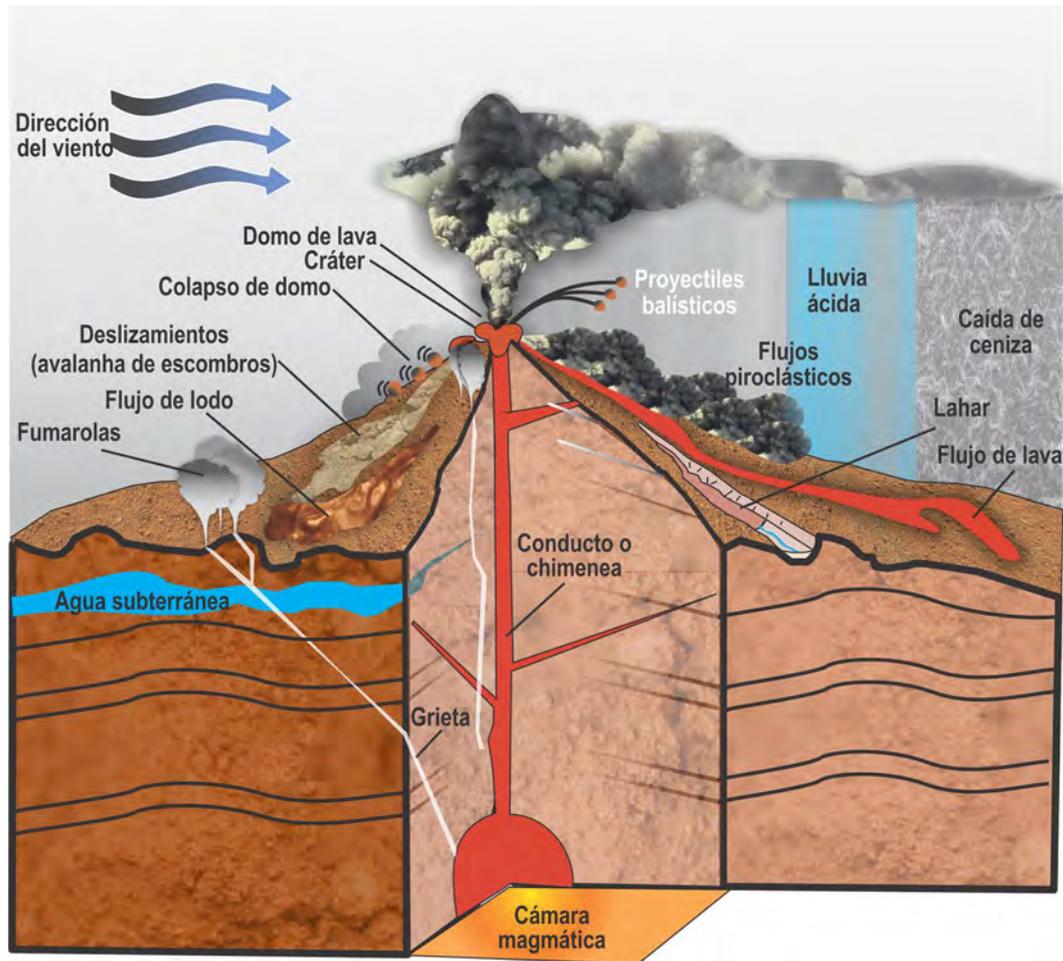


Figura 6.1 Diagrama donde se muestran los principales peligros identificados en el volcán Misti, tales como peligros por caídas de ceniza, flujos piroclásticos, flujos de escombros (lahares o flujos de lodo), flujos de lava y avalanchas de escombros. (modificado de Myers et al., 2000).

Los flujos de lava calcinan y destruyen todo a su paso, sin embargo no representan un alto peligro para las personas debido a su baja velocidad (Tilling & Beate, 1993).

Avalanchas de escombros

Las avalanchas de escombros son deslizamientos súbitos de una parte importante de los edificios volcánicos. Se originan debido a factores de inestabilidad, tales como la elevada pendiente del volcán, presencia de fallas, movimientos sísmicos fuertes o la intrusión de material volcánico en el edificio volcánico. Las avalanchas de escombros ocurren con poca frecuencia, pueden alcanzar decenas de kilómetros de distancia y se desplazan a gran velocidad; así por ejemplo, en el caso del monte St. Helens, se estimaron velocidades del orden de 240 km/h (Glicken, 1996). Los mecanismos del colapso, transporte y emplazamiento han sido mejor entendidos a

partir de la erupción del volcán St. Helens (18 de mayo de 1980), donde se produjo el colapso sucesivo del flanco norte del monte St. Helens. La avalancha de escombros tuvo un volumen estimado de 2.5 km³ y recorrió alrededor de 23 km de la fuente (Brantley & Glicken, 1986; Glicken, 1996).

Las avalanchas de escombros tienen mayor movilidad que sus similares no volcánicas, sobretodo si son voluminosas (a mayor volumen mayor velocidad y distancia recorrida). Esto se debe a diferentes factores, que van desde la reología del flujo, la formación de una capa de alto cizallamiento a la base, o la presencia de fluidos hidrotermales y/o magmáticos (Ui et al., 2000).

Las avalanchas de escombros entierran y destruyen todo lo que encuentran a su paso. Adicionalmente, pueden generar lahares y crecientes a partir del desagüe de agua represada por la avalancha (Tilling & Beate, 1993).

Gases volcánicos

Durante las erupciones volcánicas, se produce una importante liberación de gases, principalmente vapor de agua; pero también dióxido de carbono, dióxido de azufre, ácido clorhídrico, monóxido de carbono, ácido fluorhídrico, azufre, nitrógeno, cloro y flúor (Hoblitt et al., 1995).

Los gases volcánicos se diluyen y dispersan rápidamente; sin embargo, pueden alcanzar concentraciones altas en las zonas bajas o depresiones muy cercanas al volcán, lo que puede generar intoxicación y muerte de personas y animales. Los gases también pueden formar compuestos químicos que se adhieren a las partículas de ceniza, así como reaccionar con las gotas de agua y provocar lluvias ácidas que generan corrosión, daños en los cultivos, así como contaminación de aguas y suelos. Frecuentemente, los efectos nocivos están restringidos a un radio menor de 10 km (Tilling & Beate, 1993).

ESCENARIOS ERUPTIVOS ANTE UNA POSIBLE ERUPCIÓN DEL VOLCÁN MISTI

En base al cartografiado geológico, a la reconstrucción de la historia eruptiva (Thouret et al., 2001) y magmática (Rivera, 2010), al reconocimiento de los principales dinamismos eruptivos y a la comparación con otros estratovolcanes de arco se han propuesto seis escenarios eruptivos generadores de peligros en el volcán Misti. En particular, para la elaboración de los escenarios, se han considerado los siguientes aspectos:

- Los dinamismos eruptivos, es decir, los tipos de erupciones que podrían darse en el volcán Misti.
- La magnitud y frecuencia de las erupciones pasadas, establecida en función del trabajo de campo y de la distribución de los productos volcánicos.
- El comportamiento de otros volcanes peruanos, considerados como «análogos» al Misti, debido a que han presentado erupciones similares en el pasado, tales como el Ubinas, Huaynaputina, Sabancaya y Ticsani (Thouret et al., 1999; Rivera, 1998; Mariño, 2002; Mariño et al., 2012; Thouret et al., 1994).
- Modelos teóricos existentes sobre alcance de flujos piroclásticos, dispersión de tefras, emplazamiento de flujos de lava, lahares y avalanchas de escombros.

Es importante considerar que durante una misma erupción, puede ocurrir más de un escenario eruptivo. Por ejemplo, una erupción puede empezar con un dinamismo tipo vulcaniano con IEV 1-2 y luego evolucionar y generarse emplazamiento de domos o flujos de lava.

Primer escenario: Erupción vulcaniana con IEV 1-2

Las erupciones vulcanianas son erupciones explosivas que emiten materiales juveniles, como ceniza, proyectiles balísticos, bloques, bombas y eventualmente lapilli de pómez. Las explosiones se dan en intervalos de minutos a horas e incluso días, luego de las explosiones se generan columnas eruptivas de entre 5 y 10 km de altura (Sigurdsson et al., 2000).

En el volcán Misti se han identificado varios depósitos de caída de ceniza, los cuales han sido asociados a erupciones vulcanianas, debido a su limitado volumen. Un depósito de caída de ceniza de 4 cm de espesor aflora a 9 km del cráter y ha sido datado en 1290 ± 100 años B.P. (Thouret et al., 2001). Otro depósito de caída de ceniza que aflora en la Qda. Huarangal, a 3800 msnm, ha sido datado en 620 ± 50 años A.P. (Thouret et al., 2001).

El depósito vulcaniano mejor estudiado del Misti corresponde a una erupción ocurrida entre 1440 y 1470 a.C. Esta erupción emplazó caídas de ceniza de color oscuro, que posee aproximadamente 10 cm de espesor en la parte superior del cono volcánico, y 1 cm de espesor a 20 y 30 km al oeste y norte del cráter del volcán, respectivamente, siendo el volumen total estimado de la caída piroclástica $6 \times 10^6 \text{ m}^3$, por lo cual se le asigna un IEV de 2 (fig. 6.2; Thouret et al., 2001). El eje mayor de las isópacas del depósito de ceniza en mención se dirigen en dirección SO y oeste. En el área urbana de la ciudad de Arequipa este depósito posee entre 2 y 4 cm de espesor.

En este escenario, no consideramos el emplazamiento de flujos piroclásticos, debido a que en erupciones similares recientes de volcanes peruanos no se han observado formaciones de estos flujos. Por ejemplo, en la erupción vulcaniana con IEV 2 del volcán Sabancaya de 1987-1998 (Thouret et al., 1994) y la erupción de 2006-2008 del volcán Ubinas (Mariño et al., 2012), no se formaron flujos piroclásticos.

También es frecuente la formación de lahares en erupciones vulcanianas, sobre todo cuando la tefra es emplazada sobre un casquete glaciar o en épocas de fuertes precipitaciones. En la cuenca media del río Chili, entre Chilina y el centro histórico de Arequipa, se identificaron terrazas conformadas por depósitos hiperconcentrados, depósitos de flujos de escombros y depósitos aluviales, emplazados entre el Holoceno superior y época histórica (fig. 4.27). Cuatro depósitos de flujos de escombros, que poseen entre 1 y 3 m de espesor, fueron estudiados por Delaite et al. (2005).

Asimismo, en las quebradas San Lázaro, Pastores, Huarangal, El Chica y Agua Salada, que descienden por los flancos sur y SO del volcán Misti, se han identificado depósitos de lahar que sobreyacen

al lahar asociado a la erupción de hace 2050 años B.P. (fig. 4.1), por lo que se infiere fueron emplazados a finales del Holoceno y durante época histórica. Es muy posible que los lahares antes descritos estén asociados con las erupciones vulcanianas del volcán Misti de hace 1290 ± 100 años B.P., 620 ± 50 años B.P. y entre 1440 y 1470 d.C, aunque esta afirmación aún no ha podido ser demostrada.

En el sur del Perú, los volcanes Sabancaya y Ubinas también han presentado erupciones vulcanianas con IEV 1 a 2. Por ejemplo, la última erupción del volcán Sabancaya, ocurrida entre 1987 y 1998, presentó dinamisismos de tipo vulcaniano. Se reportaron caídas de tefra entre 3 y 5 km del cráter y la ceniza fue dispersada entre 20 y 30 km al Este del volcán (Guillande et al., 1992; Thouret et al., 1994). Por su parte, la erupción del volcán Ubinas de 2006-2009, fue también de tipo vulcaniano, con un IEV de 2 (Mariño et al., 2012; figura 6.3). En dicha erupción se registraron depósitos de ceniza de 1 y 2 cm de espesor entre 5 y 6 km de distancia del cráter, y 0.5 cm de espesor a 8 km del cráter (Rivera et al., 2010; Mariño et al., 2006).

En el Sur del Perú se tienen otros ejemplos de formación de lahares durante erupciones vulcanianas con IEV 2. Por ejemplo, durante la erupción vulcaniana del volcán Sabancaya de 1987-1998, también se generaron lahares en quebradas aledañas al Sabancaya, Ampato y Hualca Hualca. Se trató de lahares de pequeño volumen, posiblemente de 0.5 a 1 millón de m^3 (GVP); algunos lahares alcanzaron el río Colca, situado a más de 15 km al norte del cráter del Sabancaya (fig. 6.4). También durante la erupción vulcaniana del volcán Ubinas de 2006-2008, se generaron lahares de pequeño volumen. El más importante se registró el 17 de enero de 2007, cuando se emplazaron lahares por los ríos Ubinas y Volcanmayo, donde recorrieron más de 13 km de distancia y se estimó un volumen aproximado de 325,000 m^3 (Mariño et al., 2012).

En base a la tefroestratigrafía estudiada, principalmente a afloramientos de tefras al oeste y suroeste del volcán Misti (ruta Arequipa-Charcani, Pastores, Tres Arbolitos, entre otros), se estima que en el volcán Misti ocurren erupciones vulcanianas con IEV 1-2, cada 500 a 1500 años, aproximadamente. Por tanto, la posibilidad de ocurrencia de erupciones con IEV es alta en el volcán Misti.

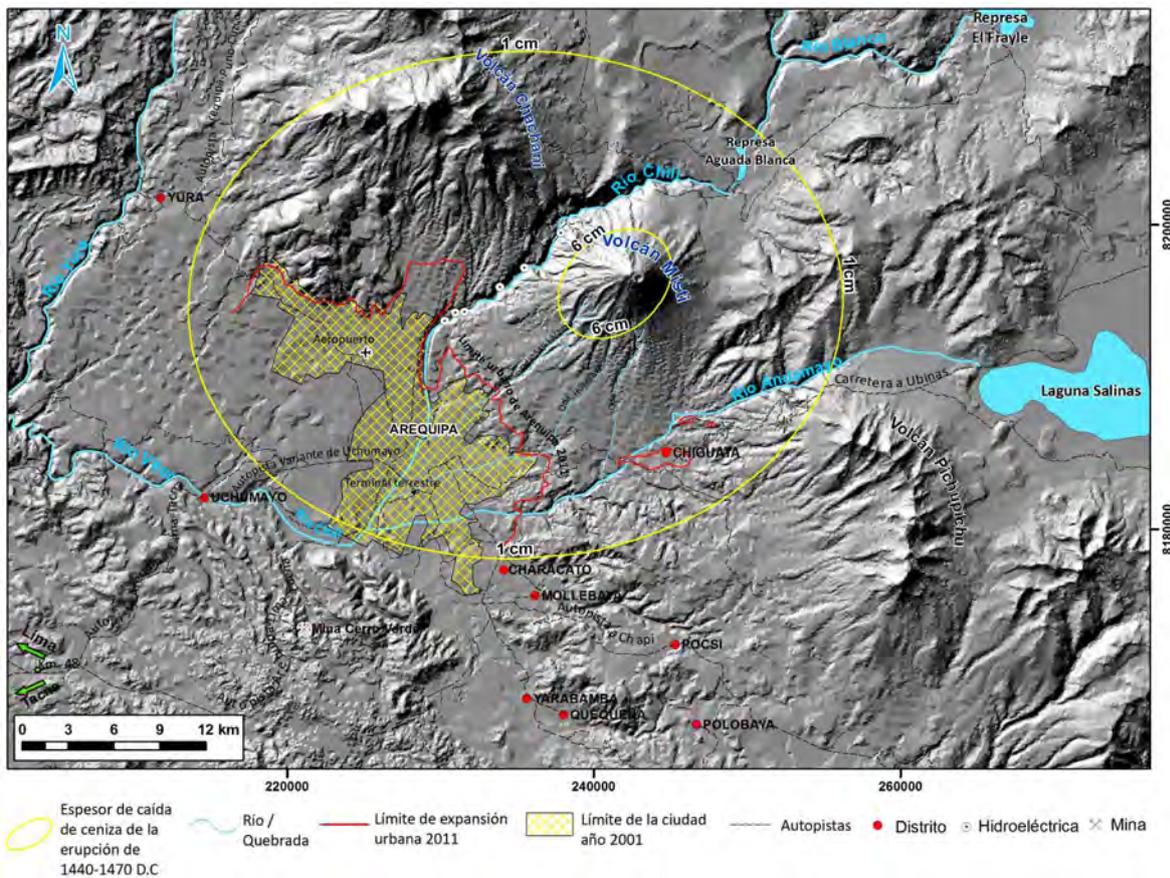


Figura 6.2 Mapa de isópacas del depósito de caída de ceniza asociado a la erupción del volcán Misti de 1440-1470 AC (tomado de Thouret et al., 2001).



Figura 6.3 Columna eruptiva formada durante la erupción vulcaniana del volcán Ubinas 2006-2008. Esta columna posee aproximadamente 1 km de altura y se originó luego de una explosión ocurrida el 24 de abril del 2007, a las 9:24 a.m. (foto tomada de Marino et al., 2012).



Figura 6.4 Depósito de lahar de coloración blanquecina en la quebrada Pinchollo, a más de 14 km al norte del volcán Sabancaya. Estaría relacionado a lahares emplazados entre noviembre y diciembre de 1990.

Segundo escenario: Erupción subpliniana a pliniana con IEV 3-4

Durante las erupciones de tipo subpliniano y pliniano con IEV 3-4, las columnas eruptivas pueden alcanzar entre 15 y 30 km de altura sobre el cráter (Newhall & Self, 1982; Simkin & Siebert, 1994) y emplazar caídas piroclásticas de varios decímetros de

espesor a más de 20 km del cráter, así como flujos piroclásticos que pueden alcanzar fácilmente más de 10 km de distancia. Por ejemplo, durante la erupción del volcán Chaitén (Chile), que tuvo un IEV 4, la columna eruptiva alcanzó poco más de 10 km de altura (fig. 6.5) y el volumen de tefras emitido fue mayor a $1.7 \times 10^9 \text{ m}^3$ (Cam et al., 2009).



Figura 6.5 Columna eruptiva pliniana del volcán Chaitén (Chile), de más de 7 km de altura, formada durante la erupción de 2008 (Foto de Raúl Bravo).

Este escenario ha sido construido en base a la erupción del volcán Misti de hace 2050 años BP y la erupción que emplazó el depósito de caída Autopista (Thouret et al., 2001; Cacya et al., 2007; Cobeñas, 2009).

La erupción del volcán Misti de hace 2050 años B.P. (figs. 4.1, 4.4-4.9, 4.23 y 4.24), emplazó depósitos de caída de piroclastos en toda el área de Arequipa y ha podido ser identificado a más de 25 km al SO del cráter. Las isópacas de 50, 10 y 5 cm pasan aproximadamente a 6, 19 y 28 km al SO del cráter (Thouret et al., 2001; Cobeñas et al., 2012; figura 6.6). En base al análisis de isópacas, Cobeñas et al. (2012) estimaron entre 0.2 a 0.6 km³ el volumen mínimo del depósito de caída, con una columna eruptiva de entre 22 y 24 km de altura, por lo que le asignaron un IEV 4. Sin embargo, otro reciente estudio realizado por Harpel et al. (2012) postula que el volumen de tefras emitido durante esta erupción fue de 1.4 km³; estimó que la columna eruptiva alcanzó 29 km de altura y la erupción tuvo un IEV 5.

Esta erupción también generó flujos piroclásticos de pómez y ceniza canalizados en las quebradas. Los flujos alcanzaron hasta 13 km de distancia del cráter, en dirección sur y SO (Cobeñas, 2009; Cobeñas et al., 2012); poseen hasta 30 m de espesor a 6 km del cráter, y entre 4 y 6 m de espesor a 11 km del cráter (figs. 4.1, 4.24 y 4.25). Thouret et al. (2001) estimó que el flujo piroclástico posee 0.7 km³ de volumen. Para Harpel et al. (2012), el flujo piroclástico tiene un volumen muy limitado, de solo 0.01 km³.

Este escenario también se elaboró en base a la erupción que emplazó el depósito de caída Autopista, del volcán Misti. Este depósito fue emplazado en dirección oeste del volcán Misti. Según Cacya et al. (2007), las isópacas de 40 y 20 cm pasaron a 20 y 25 km del cráter, respectivamente (fig. 6.7). Se estima que tuvo un volumen mayor a 0.6 km³; la altura de la columna eruptiva alcanzó entre 22 y 25 km y la erupción tuvo un IEV 4. No se ha encontrado flujos piroclásticos asociados a esta erupción y

tampoco se ha podido correlacionar qué depósito de lahar está asociado a esta erupción.

En afloramientos ubicados en la zona occidental del volcán Misti, sectores de Cerro Pacheco, quebrada Pastores, río Chili, Cayma, Alto Cayma, carretera a Charcani V y Aeropuerto se han identificado entre 5 y 6 depósitos de caída piroclástica emplazados en los últimos 11 a 14 ka años, los que están asociados posiblemente a erupciones subplinianas a plinianas con IEV 3-4. Por lo explicado anteriormente, se estima que en el volcán Misti ocurren erupciones subplinianas a plinianas con IEV 3-4, cada 2 a 4 mil años, aproximadamente.

En el sur del Perú, los volcanes Ubinas y Ticsani han presentado este tipo de erupciones. La erupción pliniana del volcán Ticsani (IEV 4) emplazó depósitos de caída de más de 50 km del cráter (Mariño, 2002; Mariño & Thouret, 2003). En el volcán Ubinas, la última erupción pliniana con IEV 3 ocurrió hace 980 años B.P. y emplazó depósitos de caída de ceniza de hasta 25 cm de espesor a más de 40 km del cráter (Rivera, 1998; Thouret et al., 2005).

Durante las erupciones subplinianas y plinianas con IEV 3, también se pueden generar lahares, especialmente si los flujos y oleadas piroclásticas se emplazan sobre casquetes glaciares, coberturas de nieve o durante fuertes precipitaciones. Según Thouret et al. (2001), poco después de la erupción de hace 2050 años B.P. del volcán Misti, se generaron lahares. Estos lahares han sido reconocidos al sur y SO del volcán Misti (fig. 4.1). El lahar es fácilmente identificable, ya que contiene un importante porcentaje de pómez bandeado. En la quebrada San Lázaro, Delaite et al. (2005) estimaron que posee por lo menos 9 km de largo, 4 m de espesor y aproximadamente 3.6 x 10⁶m³ de volumen. Por otro lado, estudios realizados por Cereceda & Mariño (2008) han permitido identificar 13 depósitos de lahar entre Pampas de Cusco y Congata (fig. 4.31 y 4.32), de los cuales 10 presentan de 1 a 3 m de espesor y podrían estar asociados a erupciones con IEV 3-4.

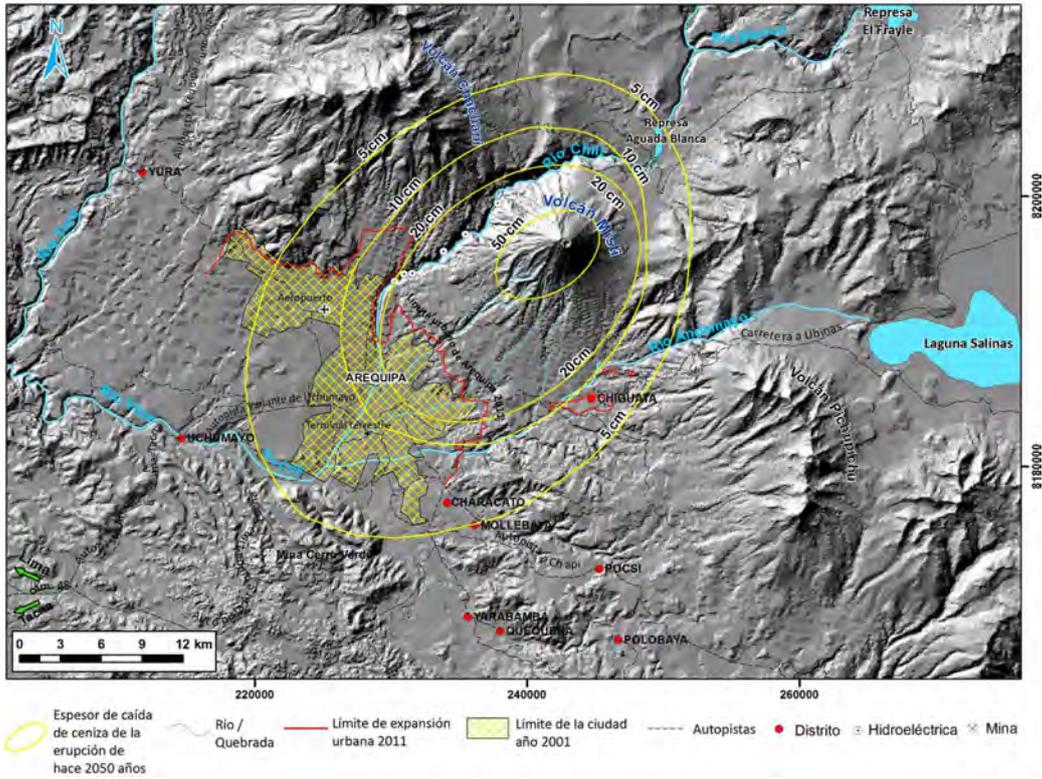


Figura 6.6 Mapa de isopacas del depósito de caída de ceniza asociado a la erupción del volcán Misti de 2050 años B.P. (tomado de Thouret et al., 2001).

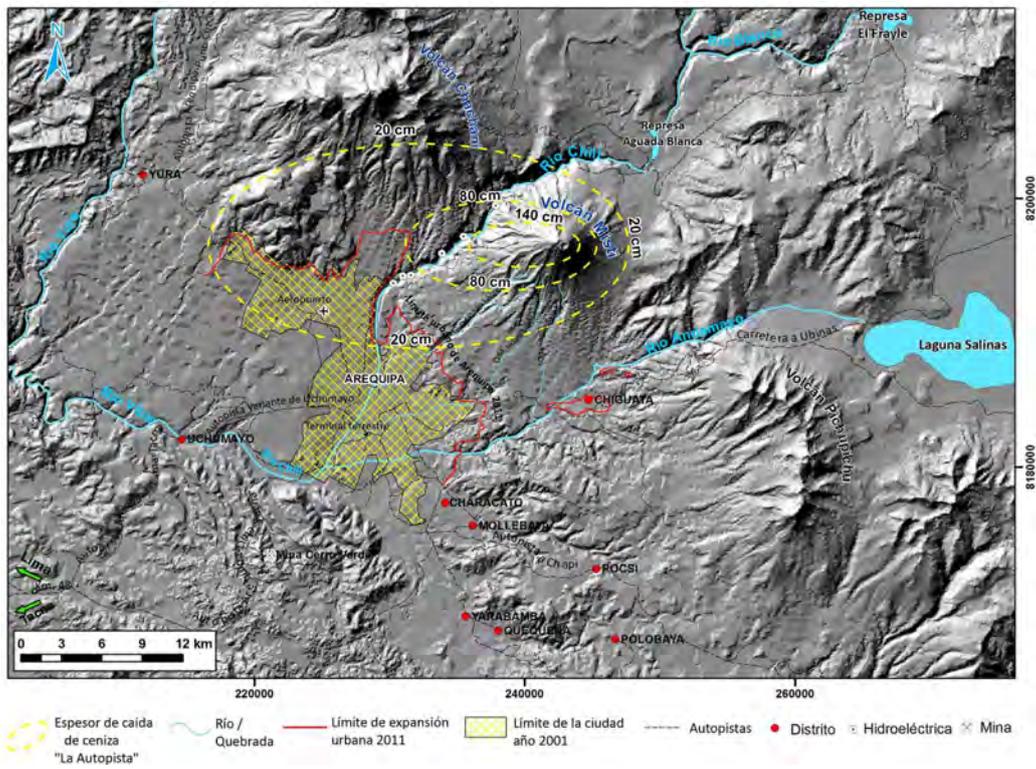


Figura 6.7 Mapa de isopacas del depósito de caída de ceniza Autopista, del volcán Misti (tomado de Cacya et al., 2007).

Tercer escenario: Erupción pliniana con IEV 5-6

Las erupciones plinianas son las más violentas, debido a que el magma posee alto contenido de gases y se emite un gran volumen de material piroclástico. Las columnas eruptivas pueden alcanzar alturas mayores a los 20 km (Cas y Wright, 1987). Durante estas erupciones se generan voluminosas caídas de lapilli de pómez y ceniza, así como flujos piroclásticos de pómez y ceniza, y oleadas piroclásticas. Por ejemplo, durante la erupción del volcán Monte Pinatubo en 1991, que tuvo un IEV 6, la columna eruptiva alcanzó más de 30 km de altura (fig. 6.8) y el volumen de tefras emitido alcanzó cerca de 10 km³ (Newhall et al., 1996).

El volcán Misti ha presentado varias erupciones de tipo pliniano con IEV comprendido entre 5 y 6. El depósito de caída de lapilli de pómez denominado Fibroso I, de hace 33.8 ka (grupo 3-1) aproximadamente, fue emplazado posiblemente durante una erupción pliniana con IEV 5. La quebrada Pastores, a 10 km al SO del cráter, posee 2 m de espesor (fig. 4.13); la zona de Chiguata, aproximadamente a 11.5 km al sur del volcán Misti, posee alrededor de 1.40 m de espesor (figs. 4.15a y b). En la base de ambos depósitos se han encontrado depósitos de oleada piroclástica de algunos decímetros de espesor.

Por otro lado, se han identificado depósitos de caídas plinianas asociados al Grupo 3-3, emplazados entre 24 y 20 ka. Debido al espesor de los depósitos, dos de ellos podrían corresponder a erupciones plinianas con IEV 5: la caída de lapilli Sacaroso y Fibroso II (figs. 4.7 y 4.8). El depósito Sacaroso posee espesores de 0.40 y 0.74 m a 14 y 18 km al oeste del cráter; mientras que el depósito Fibroso II, posee entre 0.30 y 0.50 m de espesor, a 15 y 18 km al oeste del volcán (figuras 4.18-4.19).

Este escenario se ha elaborado en base a la erupción pliniana del volcán Huaynaputina de 1600 d.C. Durante esta erupción, la ciudad de Arequipa fue cubierta por depósitos de ceniza de entre 5 y 10 cm de espesor; la isópaca de 1 cm pasa a 300 km al oeste del Huaynaputina, el volumen estimado del depósito de caída fue de 7.9 a 9.4 km³ y la erupción tuvo un IEV 6 (fig. 6.9; Thouret et al., 1999b).

También se han identificado depósitos de flujos piroclásticos de pómez y ceniza de gran volumen, asociados a erupciones plinianas del volcán Misti (fig. 4.1), como por ejemplo, los depósitos del Grupo 2-3 (47.3 ka), que afloran en las quebradas San Lázaro, Huarangal y el Chical, así como en la zona de Miguel Grau. Estos depósitos poseen entre 1 y 3 m de espesor a 17 km al sur y SO del cráter. Otro depósito rico en pómez de hace 40 ka, aflora en la margen derecha del río Chili, cerca al santuario de Chapi, a 14 km al oeste del cráter, y posee casi 15 m de espesor (fig. 4.14).

Por otro lado, se tienen depósitos de flujos piroclásticos de pómez y ceniza color salmón, asociados al Grupo 3-3 (24 a 20 ka), que afloran en las quebradas San Lázaro y Agua Salada, a 16 km al SO del cráter y que poseen entre 2 y 5 m de espesor (figs. 4.5 y 4.17). Finalmente, se identificaron depósitos de flujos piroclásticos de pómez y ceniza color blanco-rojizo, asociados al Grupo 3-4 (14 a 11 ka, figura 4.9), en las partes altas de los distritos de Mariano Melgar y Paucarpata, a 13 y 14 km al sur del cráter, donde poseen alrededor de 2.5 m de espesor.

Las erupciones plinianas también pueden generar lahares de gran volumen, sobre todo si las caídas, flujos y oleadas piroclásticas sobrecorren un casquete glaciar, como ocurrió en el pasado en los volcanes Cotopaxi (Ecuador), Nevado del Ruiz (Colombia) y St. Helens (EE.UU). También pueden generarse en caso de lluvias extremas, como en el volcán Pinatubo (Filipinas). Por ejemplo, durante una erupción pliniana del volcán Huaynaputina de 1600 d.C., se originaron lahares de gran volumen que llegaron hasta el océano Pacífico, luego de recorrer más de 120 km de distancia (Thouret et al., 1999b).

Estudios realizados por Cereceda & Mariño (2008) han permitido identificar 13 depósitos de lahar entre Pampas de Cusco y Congata (figs. 4.31 y 4.32). De estos, los depósitos de lahar Tingo Grande, Pichu Pichu y Andamayo (figs. 4.33, 4.34 y 4.35) presentan entre 7 y 11 m de espesor, a más de 25 km al SO del volcán Misti. Debido a su importante espesor, estos depósitos de lahar podrían estar asociados a las erupciones plinianas del volcán Misti, sin embargo no se ha podido probar esta hipótesis.



Figura 6.8 Columna eruptiva de varios kilómetros de altura, formada durante la erupción pliniana del volcán Pinatubo, del 12 de junio de 1991 (Foto de Richard Hoblitt, USGS). La columna eruptiva alcanzó más de 30 km de altura, por lo que fue catalogada como una erupción con IEV 6.

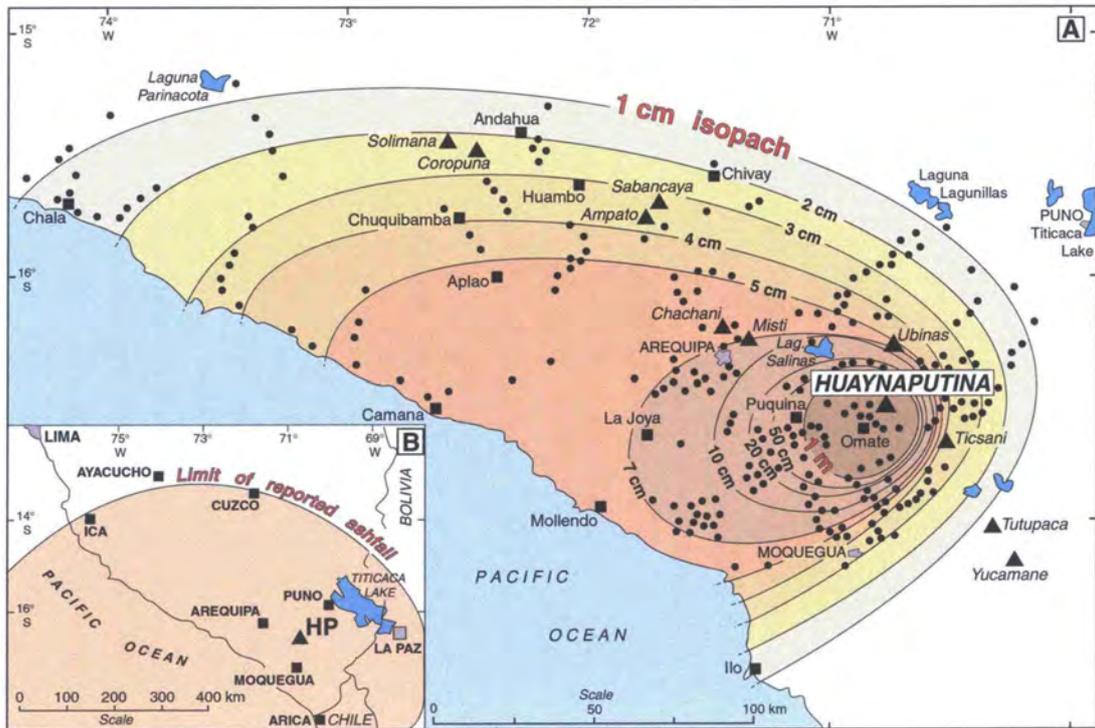


Figura 6.9 Mapa de isópachos de la erupción del volcán Huaynaputina de 1600 d.C. (tomado de Thouret et al., 1999b). El volcán Misti en el pasado ha presentado erupciones similares, con IEV entre 5 a 6. Por esta razón un escenario similar al del Huaynaputina de 1600 d.C., es posible ocurra.

Cuarto escenario: Erupción efusiva

Las velocidades de avance de las lavas y el alcance de los mismos varían en función de la tasa de emisión (volumen emitido por unidad de tiempo), la pendiente del terreno y la viscosidad de la lava (Walker, 1973). A diferencia de las lavas basálticas, las lavas de composición intermedia a ácida (andesíticas, dacíticas y riolíticas) son más viscosas y típicamente emitidas a tasas de emisión bajas. El recorrido de los flujos de estos últimos son cortos y cubren áreas restringidas. Normalmente, su velocidad de emplazamiento se estima desde unos pocos metros a cientos de metros por hora (Tilling & Beate, 1993). Debido a estas bajas velocidades, los flujos de lava no representan una amenaza para la vida de las personas.

El volcán Misti típicamente ha emitido lavas viscosas de composición andesítica a dacítica. Las lavas más distales alcanzaron entre 10 y 12 km de distancia en dirección SO. Sin embargo, las lavas del volcán Misti han alcanzado distancias promedio entre 5 y 8 km (figa. 4.1). Algunos flujos de lava han sido datados por Thouret et al. (2001) en 112 ka (Cerro Pacheco), 98 ka (Brazo del Misti), 70 ka (Brazo del Misti) y 49 ka (Qda. Honda). El mayor volumen de lavas está conformando el edificio Misti 2, que se formó entre 112 y 40 ka, aproximadamente.

Erupciones efusivas en el volcán Misti no han sido frecuentes, especialmente durante los últimos 40 ka años, período en el cual han predominado erupciones explosivas. Por lo anteriormente señalado, es poco probable que ocurran erupciones efusivas en el volcán Misti. De suceder una erupción efusiva, es muy probable que las lavas posean composición andesítica a dacítica y por tanto tengan alta viscosidad. Los flujos de lava tendrían que rellenar los dos cráteres, para lo cual deberán emitirse a más de 0.5 km³ de volumen. En caso de rellenar dichos cráteres, las lavas discurrirían preferentemente por los flancos sur, SE y SO, debido a que en estos sectores la pared del cráter posee menos altura. El curso de estos flujos de lava sería fácilmente predecible, ya que discurriría preferentemente por las quebradas y alcanzaría distancias menores a los 8 km, por lo que difícilmente alcanzaría las zonas urbanas de la ciudad.

Durante las erupciones efusivas también pueden generarse lahares, especialmente si las lavas son emplazadas durante las épocas del año con importante presencia de nieve en la cumbre del volcán, entre diciembre y abril principalmente. Debido al limitado volumen de la nieve, los lahares tendrían volúmenes menores a 1 millón de m³.

Quinto escenario: Erupción con colapso de domos

El colapso de domos genera flujos piroclásticos y/o nubes ardientes. Un ejemplo clásico de este tipo de eventos es representado por la erupción del volcán Merapi, cuyos colapsos sucesivos de domos generan flujos piroclásticos (fig. 6.10). Durante la erupción del 2006, los flujos piroclásticos alcanzaron hasta 7 km de distancia (Charbonnier&Gertisser, 2008).

El registro geológico del volcán Misti muestra numerosos depósitos de flujos piroclásticos originados por el colapso de domos, principalmente al sur, SE y SO del volcán. Por ejemplo, se tienen

dos depósitos de entre 2 y 6 m de espesor en la quebrada San Lázaro, a 14 y 16 km al SO del cráter del volcán Misti. Estos depósitos fueron emplazados entre 70 a 40 ka. Los depósitos de colapso de domos más voluminosos del volcán Misti corresponden al grupo 3-2 (30 a 24 ka). Así, en la quebrada Pastores se han identificado 3 flujos piroclásticos de 4 a 5 m de espesor, aproximadamente a 10 km al SO del cráter. También en la quebrada Honda y Grande, a 8.5 km al sur del volcán, aflora una secuencia de 3 flujos piroclásticos de hasta 12 m de espesor, datados en 31.2 ka (Thouret et al., 2001). En la quebrada Huarangal, 12 km al sur del volcán, se ha identificado una secuencia de 4 flujos piroclásticos de bloques y cenizas de hasta 10 m de espesor.



Figura 6.10 Flujo piroclástico que se desplaza por el flanco SE del Merapi el 7 de junio de 2006. Fotografía de Research and Technology Development Agency for Volcanology, Yogyakarta (BPPTK).

Por otro lado, importantes secuencias de flujos piroclásticos de bloques y cenizas han sido emplazados entre 24 y 20 ka. Estos afloran en la quebrada Pastores donde tienen hasta 3 m de espesor (24.8 ka), mientras que en la quebrada Honda tienen hasta 8 m de espesor.

Los flujos piroclásticos, producto de colapso de domos más recientes del volcán Misti, afloran en la quebrada San Lázaro, a 14 y 16 km al SO del volcán, donde tiene 2 m de espesor y se habría emplazado poco antes de 13.6 ka (Thouret et al., 2001).

La posibilidad de que ocurra el emplazamiento y posterior colapso de domos en el volcán Misti es de moderada a baja, debido a la alta viscosidad de las lavas y el registro geológico encontrado. Debido a la ubicación y morfología del cráter del Misti, estos flujos piroclásticos se canalizarían y desplazarían preferentemente a lo largo de las quebradas que drenan por los flancos sur, SE y SO, tales como San Lázaro Pastores, Huarangal, El Chical, Agua Salada y Honda-Grande. Estos flujos podrían alcanzar fácilmente entre 12 y 14 km de distancia.

Sexto escenario: Colapso de flanco y emplazamiento de avalanchas de escombros

Las avalanchas de escombros se generan por el colapso de importantes sectores de un edificio volcánico, originado por factores de inestabilidad, algunos asociados a erupciones y otros por otras causas. Debido a la descompresión de los sistemas hidrotermales y/o magmáticos, la importante presencia de fluidos hidrotermales y agua meteórica, estos flujos poseen mayor movilidad que sus similares no volcánicos. Las avalanchas volcánicas ocurren luego de terremotos, erupciones volcánicas o intrusión de cuerpos ígneos. Las avalanchas de escombros se desplazan a gran velocidad, a mayor volumen tienen mayor velocidad y mayor distancia recorrida.

Los mecanismos del colapso, transporte y emplazamiento han sido mejor entendidos a partir de la erupción del volcán St. Helens (18 de mayo de 1980). La avalancha de escombros se desplazó a más de 240 km/hora, recorrió más de 24 km de la fuente y tuvo un volumen aproximado de 2.3 km³ (Glicken, 1996; figura 6.11).

En el sur del Perú, se han reconocido depósitos de avalanchas de escombros en los volcanes Tutupaca, Ticsani, Yucamane, Ubinas, entre otros (Mariño, 2002; Mariño & Thouret, 2003; Rivera et al., 1998; Thouret et al., 2001). El depósito de avalancha de escombros del volcán Ticsani, tuvo un volumen aproximado de 10 km³, cubrió cerca de 70 km² y alcanzó cerca de 40 km de distancia, luego del cual se transformó en un flujo de escombros, canalizándose por el río Tambo hasta llegar al océano Pacífico, situado a más de 150 km

de distancia (Mariño, 2002). La cicatriz de colapso tiene cerca de 3 km de diámetro (fig. 6.12). En el volcán Ubinas se han encontrado hasta dos depósitos de avalanchas de escombros, emplazados durante el Pleistoceno superior (> 340 ka) y Holoceno (3670 ± 60 años B.P.), los que alcanzaron 10 y 4.5 km de distancia, respectivamente (Rivera et al., 1998; Thouret et al., 2005).

En el volcán Misti se han encontrado dos depósitos de avalanchas de escombros asociados al colapso de sus flancos sur, SO y NO. El depósito más antiguo aflora al sur y SO del edificio volcánico, entre 13 y 15 km de distancia, en los límites de los distritos de Selva Alegre, Miraflores, Mariano Melgar y Paucarpata (fig. 4.1). Estos depósitos infrayacen a flujos de lava de hace 112 ka. El segundo depósito aflora en el cañón del río Chili, margen derecha del río, entre 6 y 7 km al NO del cráter del volcán. Este depósito posiblemente se haya emplazado alrededor de 11 ka.

Debido a sus características geomorfológicas y estructurales del estratovolcán Misti, La posibilidad de ocurrencia de avalanchas de escombros no se puede descartar, especialmente en sus flancos NO y sur, debido a la fuerte pendiente de dichos flancos. El colapso puede estar asociado a una erupción volcánica o sismo fuerte. Si el colapso fuera del flanco NO, fácilmente se represaría el río Chili, cuyo desembalse generaría lahares que se desplazarían a lo largo del río, inundando áreas distantes. Si el colapso fuera del flanco sur, las avalanchas de escombros afectarían el sur, SE y SO. La distancia que alcanzaría es variable y dependería del volumen del material involucrado.



Figura 6.11 Cicatriz en forma de herradura originada por el colapso de flanco del volcán monte St. Helens de mayo de 1980. La cicatriz posee aproximadamente 1.5 km de diámetro (Foto de LynTopinka, USGS, 19/05/1982).



Figura 6.12 Imagen de Google Earth que muestra la cicatriz de colapso en forma de herradura y abierto hacia el oeste, en el sector norte del volcán Ticsani. Esta cicatriz tiene cerca de 3 km de diámetro y se originó por el colapso de flanco de dicho volcán.

CAPÍTULO VII

MAPA DE PELIGROS DEL VOLCÁN MISTI

INTRODUCCIÓN

Los mapas de peligros volcánicos son documentos cartográficos que muestran el grado de peligrosidad volcánica de las áreas adyacentes a un determinado volcán. La intención de dichos mapas es representar las zonas susceptibles de ser afectadas por uno o varios fenómenos volcánicos en caso de una erupción de determinadas características, definidos previamente como escenarios generadores de peligros. En estos mapas se representa cartográficamente la extensión probable de todos los productos que un volcán es capaz de generar durante una futura erupción y que pueden provocar daños en su entorno.

El presente mapa de peligros volcánicos ha sido elaborado tanto para uso de la comunidad vulcanológica o geológica, como también y sobre todo, para empleo de los usuarios que no tienen formación en geociencias. El mapa está orientado a los siguientes tipos de usuarios:

- Autoridades, funcionarios de gobierno, técnicos, ingenieros, arquitectos, que construyen obras de infraestructura, de servicios, rutas de transportes, zonas urbanas, entre otros.
- Responsables de procesos de Zonificación Económica Ecológica y Ordenamiento Territorial (ZEE-OT).
- Población en general, que puede juzgar por sus medios la relación entre las zonas de peligro y el lugar donde vive, transita frecuentemente o labora.
- Para implementar acciones de educación en la población.
- Para la elaboración de un plan de evacuación en caso de erupción del volcán Misti, a fin de ubicar adecuadamente las rutas de evacuación y los sitios de refugio.

Complementariamente, uno de los fines centrales del presente mapa de peligros del Misti, es que sea utilizado en la planificación del crecimiento urbano de la ciudad de Arequipa.

En la elaboración del mapa de peligros del volcán Misti se tomaron en cuenta los lineamientos para la preparación, representación y socialización de mapas de amenazas/peligros, elaborado por el

Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas (PMA:GCA, 2008), así como de otras guías como Crandel (1980), Tilling & Beate (1993), entre otros. A continuación se indica los más importantes lineamientos seguidos:

- La evaluación del peligro fue realizada por los geólogos y vulcanólogos en base a datos científicos disponibles. Cabe señalar que de ninguna manera se comprometió o se llegó a un acuerdo por influencia de los posibles usuarios del mapa.
- Los criterios para evaluar el peligro fueron la recurrencia y severidad de los diferentes fenómenos volcánicos y se utilizó preferentemente el término posibilidad y no probabilidad, ya que no se dispuso de suficientes datos para un análisis estadístico.
- El rango de tiempo utilizado para construir los escenarios y evaluar los peligros fue de los últimos 50 mil años (Pleistoceno tardío y Holoceno), rango basado en la estratigrafía del volcán.
- Para la evaluación de los peligros y construcción de los escenarios se tuvo en cuenta toda la información geológica, cronológica, geoquímica y petrológica disponibles.
- Se contó con bases cartográficas actualizadas del año 2005 y en formato digital.
- Se tuvo en cuenta el análisis de procesos que han ocurrido en otros volcanes considerados como «análogos» al volcán Misti.
- Se efectuó un análisis de la actividad histórica del volcán Misti.
- Se adecuó el lenguaje científico inicial del mapa a uno más sencillo, de fácil comprensión, debido a que está dirigido a usuarios que trabajan en la gestión de riesgo de desastres, planificación del uso del suelo, ordenamiento territorial, entre otros. Personas que normalmente no poseen formación geocientífica.
- En el mapa de peligros se incluyó información descriptiva de modo que el mapa sea autosuficiente, es decir, no necesite de una memoria descriptiva para que los usuarios puedan entender su significado.

- Se incluyó los nombres de los autores en el mapa, así como la institución de donde proceden.
- Todos los datos de la base cartográfica están claramente especificados, tales como georreferenciación, proyección, datum, fecha de levantamiento, escala, simbología y/o leyenda, etc.
- Se incorporó las principales referencias bibliográficas que aportaron en la construcción del mapa.
- Se utilizó los colores rojo, naranja y amarillo en la zonificación de los peligros; sin embargo, la separación de estas zonas no están dadas por líneas negras. Estos límites de peligrosidad, dado por los límites de los colores, son solo referenciales, que ayudan a un mejor entendimiento del mapa, ya que en la práctica los límites de las zonas de peligrosidad son más bien gradacionales.
- Se estableció una comunicación con los usuarios (Municipalidad Provincial de Arequipa, Gobierno Regional de Arequipa, Instituto Nacional de Defensa Civil, municipalidades distritales de Alto Selva Alegre, Miraflores y Paucarpata) desde el inicio de la elaboración del mapa, el cual sirvió para identificar a los usuarios prioritarios, tener un acercamiento con ellos y encontrar un mecanismo de difusión del mapa.
- Se incluyó a los usuarios en la edición gráfica del mapa, como una manera de recibir sus sugerencias sobre la forma de representación del mismo.
- Dr. Robert Tilling, investigador del Proyecto Multinacional Andino: Geociencias Para las Comunidades Andinas (PMA: GCA).
- Dr. Claus Siebe, de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).
- Dr. Jean-Claude Thouret, del Instituto de Investigación Para el Desarrollo de Francia (IRD) y la Universidad Blaise Pascal de Clermont-Ferrand, Francia (UBP).
- Mike Sheridan, de la Universidad de Búfalo, USA.
- Dra. Catherine Hickson, del Proyecto Multinacional Andino: Geociencias Para las Comunidades Andinas (PMA: GCA).

Finalmente, el mapa de peligros del volcán Misti antes de su publicación fue revisado y mejorado durante dos reuniones de trabajo:

- Reunión del Grupo de Trabajo Sobre Amenazas Volcánicas, del PMA: GCA, desarrollado en Puerto Varas (Chile), entre el 11 y 14 de Marzo del 2007. En esta reunión participaron científicos, quienes hicieron llegar sus aportes.
- Taller «Mapa de Amenazas/Peligros», que se efectuó en Quito (Ecuador), del 2 al 6 de julio de 2007. En este taller el mapa fue revisado y comentado por usuarios, es decir, funcionarios que usaron los mapas de peligros que generamos. Los usuarios provinieron de todos los países Andinos, quienes presentaron sus sugerencias relacionadas principalmente a la forma de representación del mapa.

El mapa de peligros está basado en el estudio de las erupciones pasadas del volcán Misti, plasmadas en la estratigrafía y evolución del volcán; en el alcance de los productos de erupciones pasadas, lo cual se muestra en el mapa geológico a escala 1/25000 elaborado en este trabajo; en los mapas de dispersión de tefras, tomados de trabajos previos; y en las características geomorfológicas del área circundante al volcán.

Para la elaboración del mapa de peligros se conformó un Comité Científico, el cual incluyó a vulcanólogos que trabajaron en el volcán Misti, pero también a reconocidos especialistas de larga experiencia internacional en la elaboración de mapas de peligros volcánicos. El objetivo central es que se cuente con un solo mapa de peligros del volcán Misti y que se constituya como un documento oficial de gestión en la sociedad. Durante el inicio de este proyecto se contaba con 3 mapas de peligros del volcán Misti, realizados por especialistas del IRD, UNSA, IGP, INDECI, entre otros. Estos mapas son totalmente diferentes, por lo que era urgente contar con mapa de peligros consensuado por la comunidad científica que trabajó en el volcán Misti. El Comité Científico asesor estuvo integrado por:

Se han elaborado cuatro mapas de peligros: mapa de la zona proximal para peligros múltiples (fig. 7.1), mapa de peligros por caídas piroclásticas para una erupción con IEV 2 (fig. 7.3), mapa de peligros por caídas piroclásticas para una erupción con IEV 3 a 6 (fig. 7.5) y mapa de peligros por lahares (fig. 7.6). Finalmente, todos estos mapas han sido integrados para una mejor visualización en un formato A0 (Lámina N. °. 2).

MAPA DE PELIGROS DE LA ZONA PROXIMAL PARA PELIGROS MÚLTIPLES

La zonificación de peligros del mapa principal se realizó para peligros múltiples, es decir, para el emplazamiento de flujos y oleadas piroclásticas, flujos de lava, proyectiles balísticos, lahares y avalanchas de escombros. El mapa se elaboró a escala 1/50000; para la representación de las zonas susceptibles a ser afectadas por los diferentes fenómenos volcánicos antes mencionados se emplearon tres colores: las zonas de alto peligro en color rojo, de moderado peligro en naranja y de bajo peligro en amarillo (fig. 7.1). La zona cercana al cráter (rojo) es la más peligrosa porque

puede ser afectada con mayor frecuencia por todos los fenómenos, mientras que la zona amarilla representa áreas que pueden ser afectadas por pocos fenómenos y solo en erupciones de excepcional magnitud. La determinación de las tres zonas de peligro está basada en la combinación de las zonas que pueden ser afectadas por cada fenómeno volcánico por separado. Por esta razón, se lo denomina también mapa consolidado. Finalmente, los límites entre cada zona son graduales y no se pueden determinar con exactitud absoluta.

En el mapa se incluyó un Modelo de Elevación Digital para una mejor visualización del relieve de la zona. También se incluyó nombres y/o ubicación de algunas infraestructuras importantes, tales como distritos, carreteras, puentes, hospitales, aeropuertos, hidroeléctricas, entre otros.

Igualmente, se consideraron zonas que pueden colapsar y generar avalanchas de escombros que descenderían por los flancos del volcán. El colapso podría estar asociado a una erupción volcánica o a un sismo fuerte. Si el colapso fuera del flanco noroeste, fácilmente se represaría el río Chili, cuyo desembalse generaría flujos de barro que se desplazarían a lo largo del valle del río, inundando las áreas distales. Si el colapso fuera del flanco sur, las avalanchas de escombros afectarían el sur, sureste y suroeste. La distancia alcanzada sería variable y dependería del volumen del material involucrado.

Zona de alto peligro (rojo)

Para delimitar la zona de alto peligro, color rojo en el mapa (fig. 7.1), se consideró un escenario eruptivo de tipo vulcaniano con IEV 2 y una erupción de tipo efusiva; ambos casos con un centro de emisión ubicado en el actual cráter del volcán Misti. Durante este tipo de erupciones, esta zona puede ser severamente afectada por caídas de tefra (cenizas y lapilli de pómez, pequeños flujos piroclásticos, lahares, flujos de lava y/o pequeñas avalanchas de escombros). Debido a su cercanía al volcán y sus características geomorfológicas, es la zona de mayor peligro, pues cualquier tipo de erupción la puede afectar, inclusive las de baja magnitud, como la ocurrida en el siglo XV, que tuvo un Índice de Explosividad Volcánica (IEV) de 1 a 2, y que se estima suceden cada 500 a 1500 años.

Los límites de la zona de alto peligro se encuentran aproximadamente entre 5 y 10 km del cráter. En los flancos norte, NO y este se encuentran entre 6 y 7 km de distancia; en los flancos sur, SO, NE y SE, se ubican entre 8 y 10 km de distancia. Estas distancias diferenciadas se explican por la morfología del volcán.

En el volcán Misti no se tienen registros de flujos piroclásticos asociados a erupciones con IEV 2. Sin embargo, en otros volcanes sí se han observado formaciones de flujos piroclásticos pequeños

durante erupciones con IEV 2. Por ejemplo, durante la erupción del volcán Reventador de 1976, o del Tungurahua en 2006, 2010, se generaron flujos piroclásticos que se emplazaron sobre el fondo del anfiteatro, recorriendo pocos kilómetros de distancia (Aguilera et al., 1988; Hall, 1980).

Esta zona también puede ser afectada por proyectiles balísticos, que son frecuentes durante erupciones vulcanianas con IEV 2. Durante la erupción del volcán Sabancaya de 1987 a 1998, los proyectiles balísticos alcanzaron varios kilómetros de distancia (Guillande et al., 1992; Thouret et al., 1994) y durante la erupción del volcán Ubinas de 2006-2008, los proyectiles balísticos llegaron hasta 2 km de distancia del cráter (Rivera et al., 2010; Mariño et al., 2012).

Los límites de la zona de alto peligro coinciden con el alcance de un gran número de flujos de lavas del Misti. Durante erupciones efusivas, esta zona también puede ser afectada por flujos de lava. La mayoría de lavas del volcán Misti han alcanzado distancias promedio entre 5 y 8 km (fig. 4.1).

La zona de alto peligro también se extiende a lo largo de las quebradas que bajan del volcán Misti y del río Chili, esto debido al posible emplazamiento de lahares de mediano volumen que han sido frecuentes durante erupciones vulcanianas con IEV 2 en el Misti y otros volcanes del sur del Perú. En la cuenca media del río Chili, se identificaron terrazas conformadas por lahares emplazados entre el Holoceno superior y la época histórica (fig. 4.27), cuatro de ellos datados en 1035 ± 45 , 520 ± 25 , 340 ± 40 y 330 ± 60 años B.P. (Delaite et al., 2005). Asimismo, en las quebradas San Lázaro, Pastores, Huarangal, El Chica y Agua Salada, que descienden por los flancos sur y SO del volcán Misti, se han identificado depósitos de lahar que sobreyacen al lahar asociado a la erupción de hace 2050 años B.P. (fig. 4.1).

Zona de moderado peligro (naranja)

Para delimitar la zona de moderado peligro, en naranja (fig. 7.1), se consideró un escenario de erupción subpliniana a pliniana con IEV 3 a 4, con un centro de emisión situado en el cráter actual del volcán Misti. Durante este tipo de erupciones, esta zona puede ser afectada por caídas de cenizas y lapilli de pómez, flujos y oleadas piroclásticas, lahares y/o avalanchas de escombros, generados durante una erupción del volcán Misti. Esta zona no sería afectada por flujos de lavas, debido a que por su viscosidad alta difícilmente llegarían a esta zona. Tampoco podría ser afectada por proyectiles balísticos, debido al limitado alcance de los mismos. Esta zona es de menor peligro que la zona roja y solo puede ser afectada durante erupciones de magnitud grande (IEV 3 - 4), como las erupciones producidas hace 2000 y 11 000 años. Erupciones de esta magnitud suceden cada 2000 a 4000 años, aproximadamente.

Los límites de la zona de moderado peligro se encuentran aproximadamente entre 15 y 16 km del cráter hacia el oeste, SO y sur, mientras que de 9 a 13 km hacia el norte, NO, NE y SE. Estas distancias diferentes se explican por la morfología del volcán. Estos límites fueron definidos en base al alcance de los productos volcánicos cartografiados en dichos escenarios.

Se consideró este escenario ya que el volcán Misti ha presentado erupciones de este tipo en el pasado. Por ejemplo, la erupción de hace 2050 años B.P. y la erupción que emplazó el depósito de caída Autopista (Thouret et al., 2001; Cacya et al., 2007; Cobeñas, 2009). Durante la erupción de hace 2050 años BP, los flujos piroclásticos llegaron a más de 13 km de distancia del cráter, en dirección sur y SO (Cobeñas, 2009; figuras 4.1, 4.24 y 4.25). No se tienen registros de oleadas piroclásticas asociadas a esta erupción; es muy probable que estas hayan sido erosionadas. Por esta razón, los límites de la zona de moderado peligro se ubicaron entre 15 y 16 km, es decir, entre 2 y 3 km más de la distancia donde actualmente afloran los flujos piroclásticos de la erupción de hace 2050 años B.P.

La zona de moderado peligro también se extiende a lo largo de las quebradas que bajan del volcán Misti y del río Chili, esto debido al posible emplazamiento de lahares. Según Thouret et al. (2001), poco después de la erupción de hace 2050 años B.P. se generaron lahares. Estos lahares han sido reconocidos al sur y SO del volcán Misti (fig. 4.1). En la quebrada San Lázaro, Delaite et al. (2005) estimaron que posee por lo menos 9 km de largo y 4 m de espesor. También estudios realizados por Cereceda & Mariño (2008) han permitido identificar 13 depósitos de lahar entre Pampas de Cusco y Congata (fig. 4.31 y 4.32), de los cuales 10 presentan de 1 a 3 m de espesor y podrían estar asociados a erupciones con IEV 3-4. Esta hipótesis aún no ha sido verificada.

Zona de bajo peligro (amarillo)

Para delimitar la zona de bajo peligro de amarillo (fig. 7.1), se consideró un escenario de erupción con VEI igual o mayor a 5. Durante este tipo de erupciones, esta zona puede ser afectada solo por flujos, oleadas y caídas piroclásticas de pómez y/o ceniza, como las ocurridas hace 13600 y 33000 años, que emplazaron voluminosos flujos piroclásticos (ignimbritas). La frecuencia de este tipo de eventos es baja y se estima que ocurren cada 10 000 a 20 000 años. La zona de bajo peligro es la zona más alejada del volcán y, por tanto, la de menor peligro.

Los límites de la zona de bajo peligro se encuentran aproximadamente entre 16 y 24 km de distancia del cráter del volcán Misti, rangos de distancia donde se han encontrado depósitos de flujos piroclásticos asociados a erupciones grandes del Misti. Por ejemplo, los depósitos del Grupo 2-3 (47.3 ka) que afloran a 17 km al sur y SO del cráter; el depósito rico en pómez de hace 40 ka aflora a 14 km al oeste del cráter (fig. 4.14); y el depósito color salmón, asociado al Grupo 3-3 (24 a 20 ka), aflora a 16 km al SO del cráter (figs. 4.5 y 4.17).

La zona de bajo peligro también se extiende a lo largo de los ríos Chili y Andamayo. Esto debido al posible emplazamiento de lahares de importante volumen durante erupciones de gran magnitud. Por ejemplo, Cereceda & Mariño (2008) identificaron los depósitos de lahar Tingo Grande, Pichu Pichu y Andamayo (figs. 4.33, 4.34 y 4.35) que presentan entre 7 y 11 m de espesor, a más de 25 km al SO del volcán Misti. Debido a su importante espesor, estos depósitos de lahar podrían estar asociados a las erupciones plinianas del volcán Misti, sin embargo no se ha podido probar esta hipótesis.

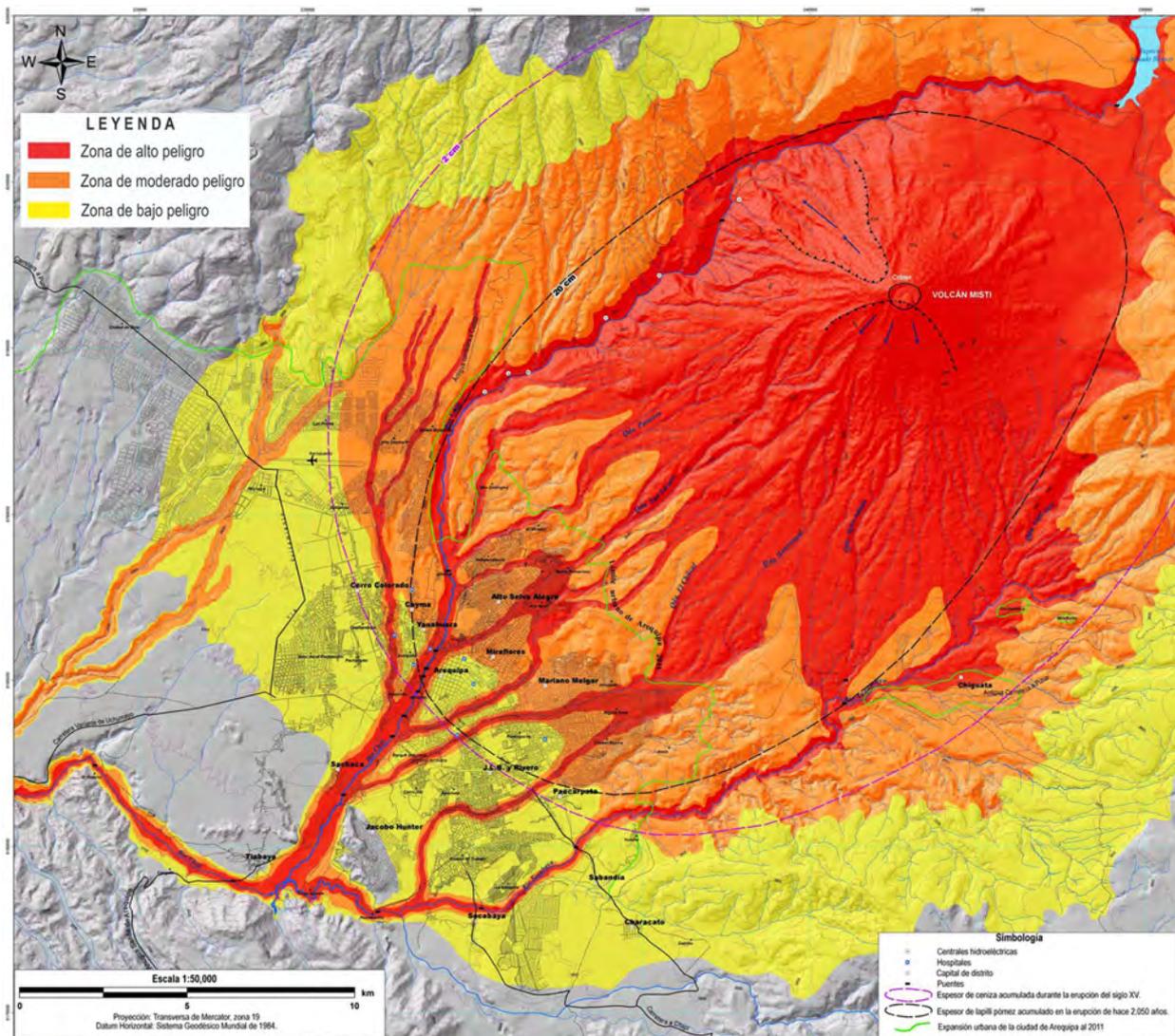


Figura 7.1 Mapa de peligros principal para peligros múltiples. La zona roja es la de alto peligro, la zona naranja es de moderado peligro y la zona amarilla es de bajo peligro.

MAPA DE PELIGROS POR CAÍDAS DE CENIZA PARA UNA ERUPCIÓN DE MAGNITUD BAJA (IEV 2)

El mapa de peligros por caídas de piroclastos para una erupción de magnitud baja del volcán Misti se realizó en base a un escenario de erupción de tipo vulcaniano con IEV 2. Se estima que en el volcán Misti ocurren erupciones vulcanianas con IEV 1-2 cada 500 a 1500 años, aproximadamente.

Para delimitar las zonas con diferentes grados de peligrosidad, se utilizó como referencia el mapa de isópacas de ceniza de la erupción del volcán Misti del siglo XV (fig. 6.2). Para la construcción de este mapa también se consideraron las direcciones y velocidades predominantes de los vientos, quienes controlan la dirección preferente de dispersión de las cenizas. Las direcciones de vientos fueron determinadas por especialistas del Instituto Geofísico del Perú, mediante el análisis de datos NCEP/NCAR, para el período 1979-1998. Se consideraron alturas de vientos a 5865, 9690 y 10960 msnm (fig. 7.2). Durante el año se tienen dos direcciones preferentes: entre los meses de abril y octubre se dirigen preferentemente en dirección E, SE y SSE; mientras que entre noviembre y marzo se dirigen principalmente en dirección O, SO y SSO (fig. 7.2).

Zona de alto peligro (rojo)

La zona de alto peligro, de color rojo en el mapa (fig. 7.3), puede ser afectada por caídas de ceniza de más de 4 cm de espesor, durante erupciones de magnitud baja con IEV 2.

Para delimitar esta zona de alto peligro, se utilizó como referencia el mapa de isópacas de ceniza de las erupción del volcán Misti del siglo XV (figura 6.2, Thouret et al., 2001). En el mapa en mención, la isópaca de 4 cm de espesor pasa a 15 km al SO, aproximadamente. Esta máxima distancia fue proyectada en las distintas direcciones de vientos obtenidos (figs. 7.2 y 7.3).

Zona de moderado peligro (naranja)

La zona de moderado peligro, de color naranja en el mapa (fig. 7.3), puede ser afectada por caídas de ceniza de más de 1 cm de espesor, durante erupciones de magnitud baja con IEV 2.

Para delimitar esta zona de moderado peligro, se utilizó como referencia el mapa de isópacas de ceniza de las erupciones del volcán Misti del siglo XV (figura 6.2, Thouret et al., 2001). En el mapa en mención, la isópaca de 1 cm de espesor pasa a una distancia máxima de 30 km al oeste del volcán. Esta máxima distancia fue proyectada en las distintas direcciones de vientos obtenidos (figs. 7.2 y 7.3).

Zona de bajo peligro (amarillo)

La zona de bajo peligro, de color amarillo en el mapa (fig. 7.3), puede ser afectada por caídas de cenizas de menos de 1 cm de espesor, durante erupciones de magnitud baja con IEV 2.

Para delimitar esta zona de bajo peligro también se utilizó como referencia el mapa de isópacas de ceniza de las erupciones del volcán Misti del siglo XV (figura 6.2, Thouret et al., 2001), así como el procedimiento descrito en el acápite anterior.

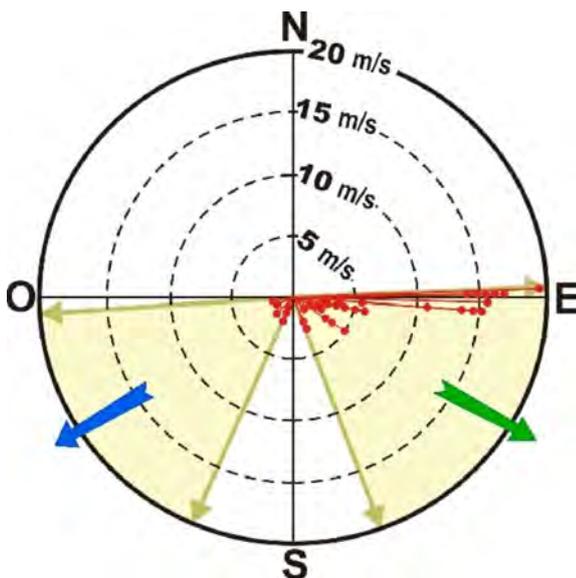


Figura 7.2 Roseta que muestra la dirección preferente de vientos a 5865, 9690 y 10960 msnm. Las líneas rojas representan la dirección y velocidad de los vientos. Fuente: IGP, con datos de NCEP/NCAR, 1979-1998.

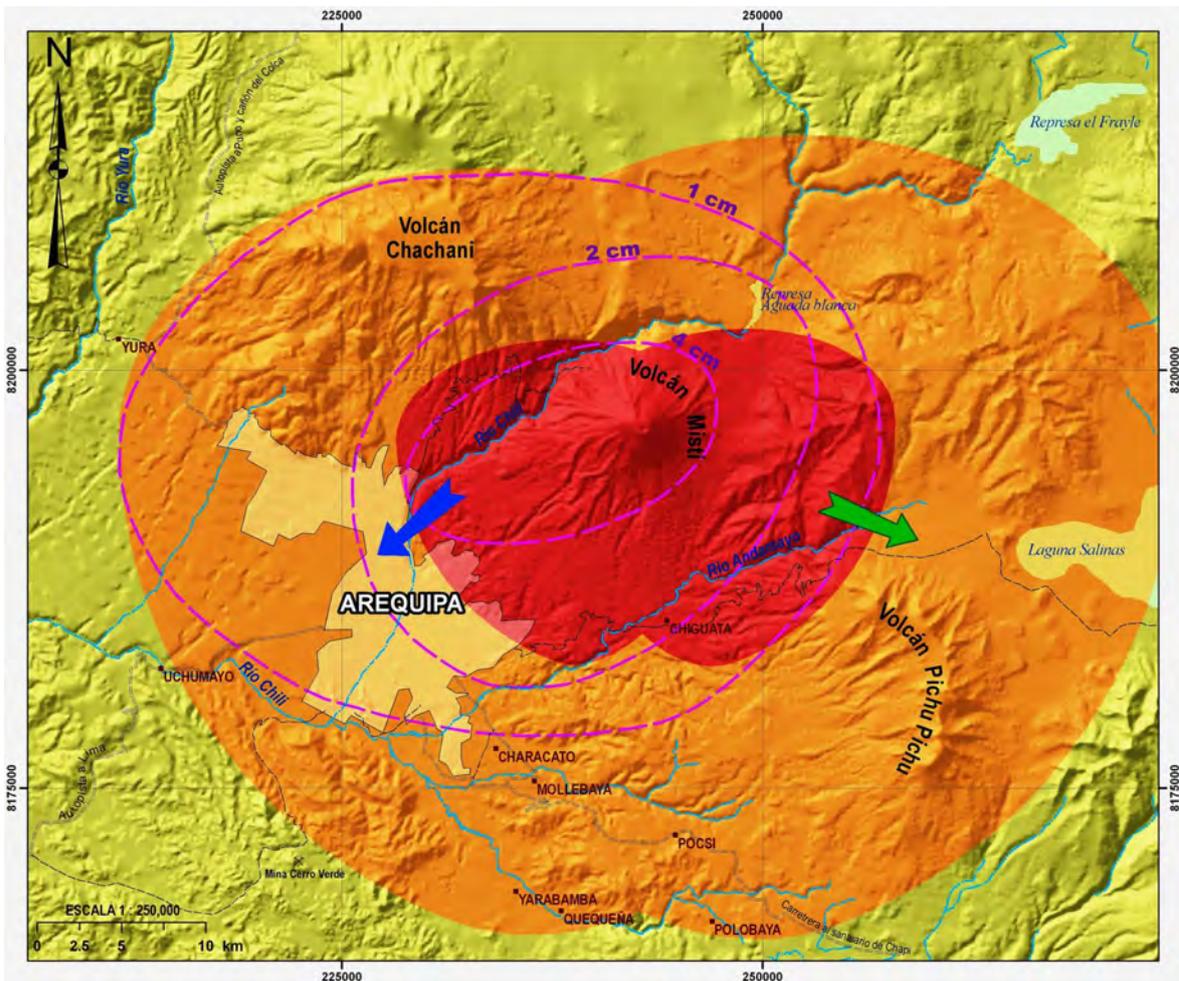


Figura 7.3 Mapa de peligros por caídas de ceniza para una erupción de magnitud baja, con IEV 2. Ha sido elaborado a escala 1/250000.

MAPA DE PELIGROS POR CAÍDAS DE CENIZA PARA UNA ERUPCIÓN DE MAGNITUD MODERADA A GRANDE (IEV 3-6)

El mapa de peligros por caídas piroclásticas para una erupción de magnitud grande del volcán Misti se realizó en base a un escenario de erupción de tipo subpliniano con IEV 3 a 4 y otro pliniano con IEV 6. Se escogieron estos escenarios porque se han identificado varios depósitos de caída piroclástica del volcán Misti que han sido asociados a erupciones subplinianas y plinianas. Por ejemplo, la erupción del volcán Misti de hace 2050 años B.P., con un IEV de 3 y la erupción que emplazó el depósito de caída Autopista, con un IEV de 4 (Thouret et al., 2001; Cacya et al., 2007; Cobeñas, 2009). También se tienen depósitos de caída piroclástica que por su espesor podrían estar asociados a erupciones plinianas con IEV mayor o igual a 5, tales como el depósito de caída Fibroso I, de hace 33.8 ka (figs. 4.13 y 4.15a y b), y los depósitos de caída

Sacaroso y Fibroso emplazados entre 24 y 20 ka (figs. 4.18 y 4.19). Se estima que en el volcán Misti ocurren erupciones subplinianas con IEV 3-4, cada 2 a 4 mil años aproximadamente, y erupciones con IEV igual o mayor a 5, cada 10 a 20 mil años, aproximadamente.

Para la construcción de este mapa, también se consideraron las direcciones y velocidades predominantes de vientos. Las direcciones de vientos fueron determinadas mediante el análisis de datos NCEP/NCAR, para el período 1979-1998, por especialistas del Instituto Geofísico del Perú. Se consideraron alturas de vientos a 12445, 16645, 20662 y 26415 msnm (fig. 7.4), que son alturas típicas de columnas eruptivas durante erupciones subplinianas y plinianas. Durante el año se tienen dos direcciones preferentes: entre los meses de abril y octubre se dirigen preferentemente en dirección NE, E y SE, mientras que entre noviembre y marzo se dirigen principalmente en dirección NO, O y SO (fig. 7.4).

Zona de alto peligro (rojo)

La zona de alto peligro, de color rojo en el mapa (fig. 7.5), puede ser afectada por caídas de ceniza y lapilli de pómez (también líticos) de más de 20 cm de espesor, durante erupciones de magnitud moderada con IEV 3 a 4.

Para delimitar esta zona de alto peligro, se utilizó como referencia los mapas de isópocas de ceniza y pómez de las erupciones del volcán Misti de hace 2050 años B.P., y del depósito de caída Autopista. En el mapa de isópocas de la erupción del volcán Misti de hace 2050 años B.P., la isópoca de 20 cm pasa aproximadamente a 16 km al SO del cráter (figura 6.6, Thouret et al., 2001), mientras que la isópoca de 20 cm del depósito de caída Autopista pasa a 25 km al oeste del cráter (figura 6.7, Cacya et al., 2007). Se utilizó esta distancia máxima, 25 km, para delimitar la zona de alto peligro, la que fue proyectada en las distintas direcciones de vientos obtenidos.

Zona de moderado peligro (naranja)

La zona de moderado peligro, de color naranja en el mapa (figura 7.5), puede ser afectada por caídas de ceniza y piedra pómez de más de 10 cm de espesor, durante erupciones de magnitud grande con IEV 5-6.

Debido a que no se cuenta con un mapa de dispersión de ceniza para una erupción con IEV igual o mayor de 5 del volcán Misti, para delimitar esta zona de moderado peligro se utilizó como referencia el mapa de isópocas de la erupción del volcán Huaynaputina del año 1600 d.C. (figura 6.9; Thouret et al., 1999b). En el mapa en mención, la máxima distancia alcanzada por la isópoca de 10 cm es de 55 km, aproximadamente. Esta máxima distancia fue proyectada en las distintas direcciones de vientos obtenidos (figs. 7.4 y 7.5).

Zona de bajo peligro (amarillo)

La zona de bajo peligro, de color amarillo en el mapa (fig. 7.5), es la zona que puede ser afectada por caídas de ceniza de 7 a 10 cm de espesor, durante erupciones de magnitud grande con IEV 6.

También en este caso, y por razones ya explicadas, se utilizó como referencia el mapa de isópocas de la erupción del volcán Huaynaputina del año 1600 d.C. (figura 6.9; Thouret et al., 1999b). En el mapa en mención, la máxima distancia alcanzada por la isópoca de 70 cm fue de 83 km, aproximadamente. Esta máxima distancia fue proyectada en las distintas direcciones de vientos obtenidos (figs. 7.4 y 7.5).

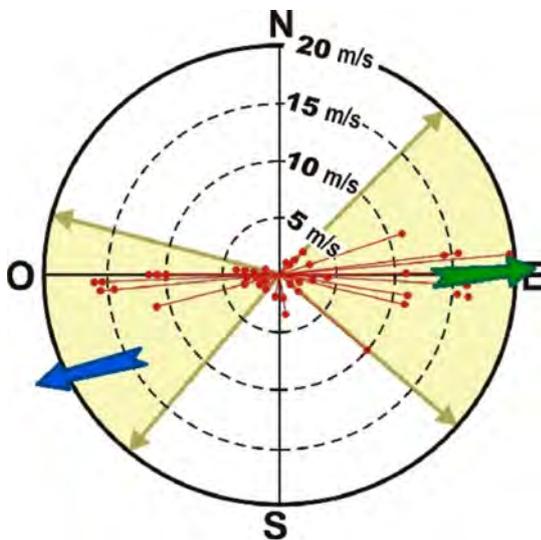


Figura 7.4 Roseta que muestra la dirección preferente de vientos a 12445, 16645, 20662 y 26415 msnm. Fuente: IGP, con datos de NCEP/NCAR, 1979-1998.

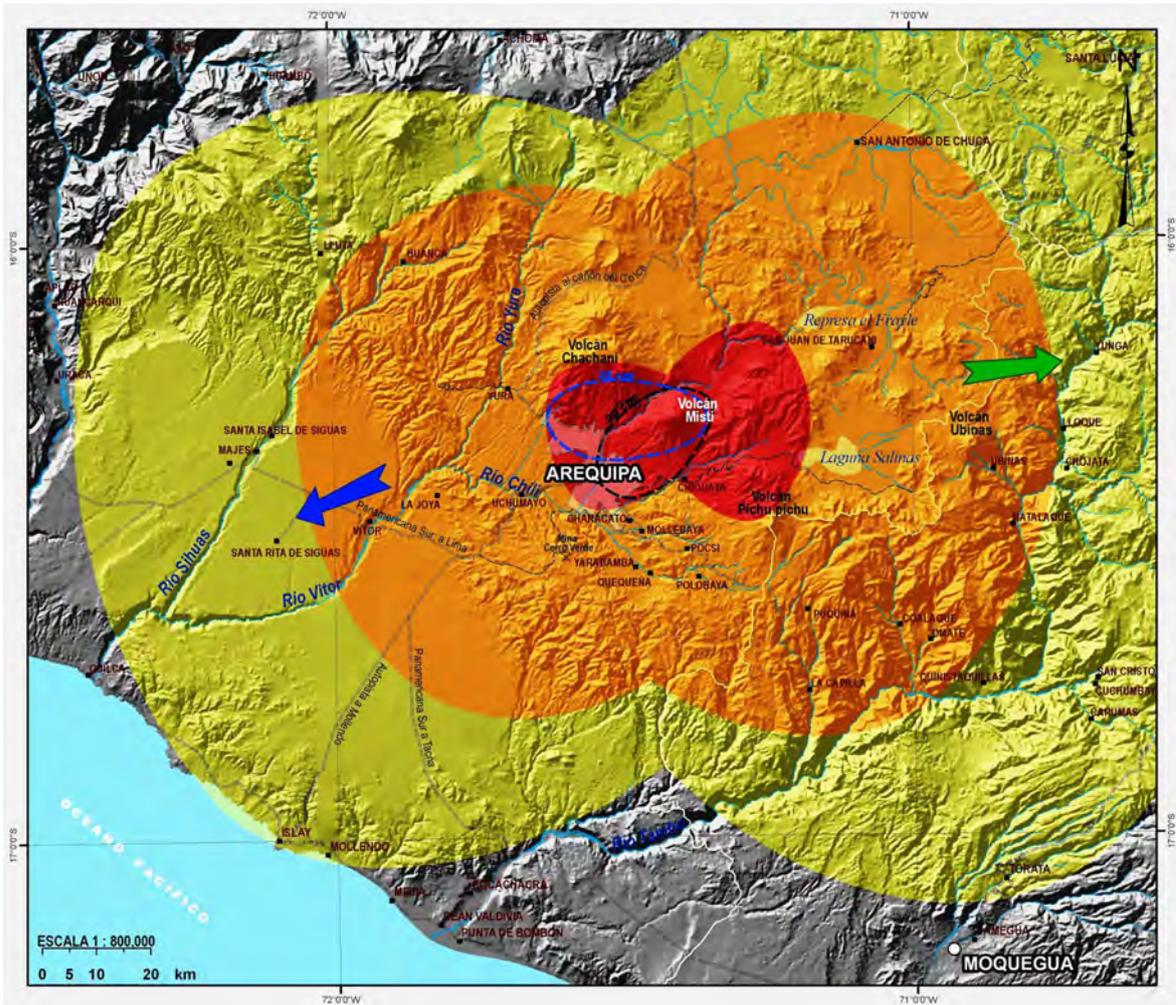


Figura 7.5 Mapa de peligros por caídas de ceniza y pómez para una erupción de magnitud grande, con VEI 3 a 6. Ha sido elaborado a escala 1/800000.

MAPA DE PELIGRO POR EMPLAZAMIENTO DE FLUJOS DE BARRO O LAHARES

El mapa de peligros por emplazamiento de lahares se realizó para eventos de este tipo que tengan alcance local y regional (fig. 7.6). Este mapa está basado en depósitos de lahares que se han identificado en el río Chili. Se tiene una zona de color rojo y otro de color naranja.

Los lahares que se muestran en color rojo (fig. 7.6) son de alcance local. Pueden generarse de tres formas: a) durante erupciones de magnitud pequeña a moderada, con IEV 2 a 5; b) durante precipitaciones fuertes; c) por el colapso del flanco NO del volcán Misti, que provocaría el represamiento del río Chili en la zona del cañón y su posterior desembalse.

Está basado en depósitos de lahares ubicados en el río Chili y quebradas que bajan del volcán Misti, muy posiblemente asociados a erupciones con IEV 2 a 3. Por ejemplo, se encuentran los lahares datados en 1035 ± 45 , 520 ± 25 , 340 ± 40 y 330 ± 60 años B.P. (Delaite et al., 2005), así como el lahar asociado a la erupción de hace 2050 años B.P., del volcán Misti. También está basado en los 10 depósitos de lahar identificados entre Pampas de Cusco y Congata (Cereceda & Mariño, 2008). Las dimensiones y características de estos depósitos ya fueron descritas en los acápites anteriores.

Los lahares que se muestran en color naranja (fig. 7.6) son de alcance regional. Pueden generarse durante erupciones de gran magnitud, con IEV 6. Se basan en los lahares que se originaron durante la erupción del volcán Huaynaputina de 1600 d.C. En

dicha oportunidad se generaron lahares de gran volumen que llegaron hasta el océano Pacífico, luego de recorrer más de 120 km de distancia (Thouret et al., 1999b).

También se han identificado lahares de gran volumen en los ríos Chili y Andamayo, asociados posiblemente a erupción grandes del volcán Misti. Estudios realizados por Cereceda y Marino (2008),

han permitido identificar 3 lahares importantes, denominados Tingo Grande, Pichu Pichu, Andamayo y Uchumayo, en la zona de Pampas del Cusco y Congata. Estos lahares poseen varios metros de espesor a más de 25 km del volcán Misti (figs. 4.33 y 4.35). Incluso el lahar Uchumayo posee cerca de 1 m de espesor a 50 km de distancia del volcán Misti.

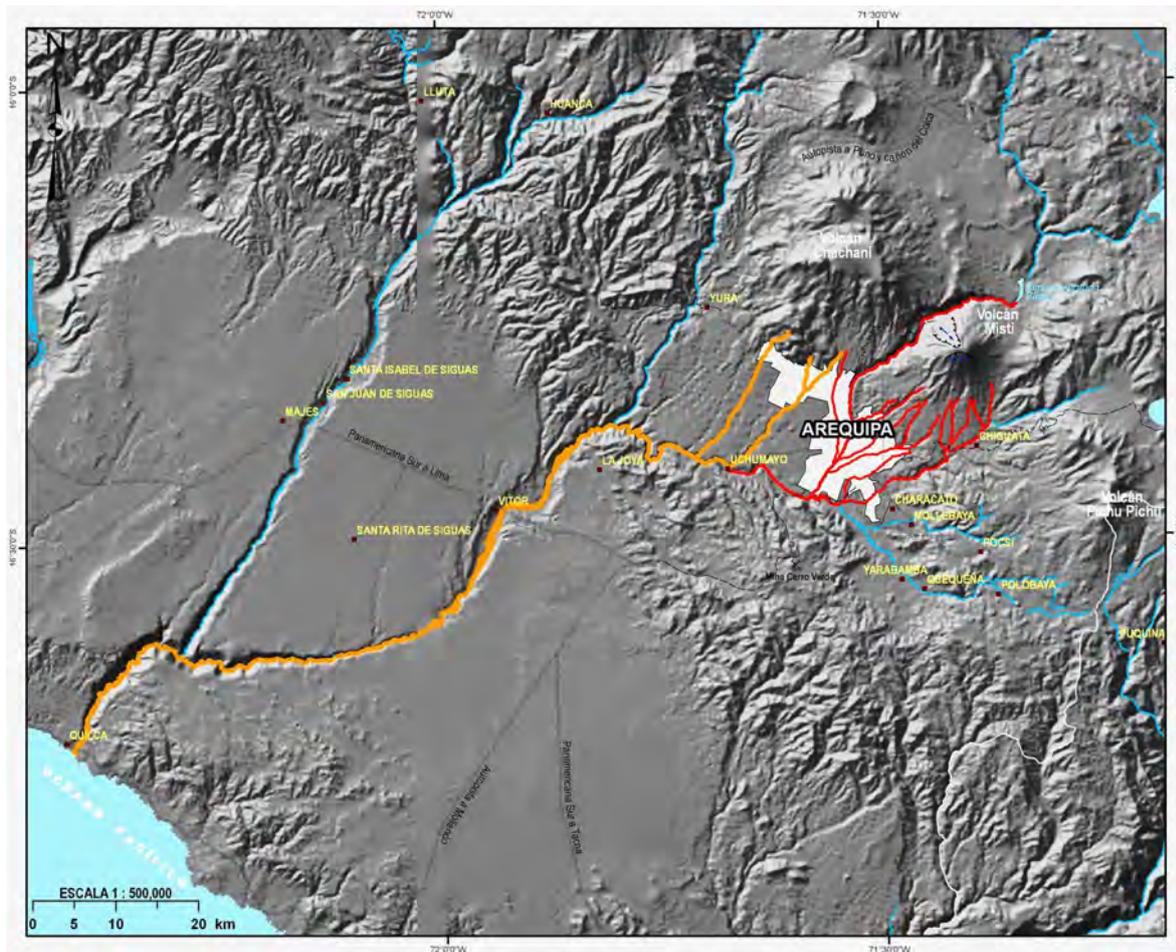


Figura 7.6 Mapa de peligros por flujos de barro o lahares del volcán Misti. Ha sido elaborado a escala 1/500000.

CAPÍTULO VIII

GESTIÓN DEL RIESGO VOLCÁNICO EN AREQUIPA, 2006 - 2011: UTILIZACIÓN DEL MAPA DE PELIGROS DEL VOLCÁN MISTI

INTRODUCCIÓN

El Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET) viene desarrollando desde el 2006 un programa de educación, sensibilización y difusión a fin de contribuir en la reducción del riesgo volcánico en la ciudad de Arequipa. Estas acciones tienen como objetivo implementar mecanismos y estrategias que permitan que el conocimiento geocientífico, generado por el INGEMMET, contribuya a la gestión de riesgo volcánico y a mejorar la calidad de vida de los pobladores de Arequipa.

Durante los últimos años, los servicios geológicos han priorizado el estudio de las amenazas geológicas, debido a que estos fenómenos han generado desastres en diferentes partes del mundo. Los estudios que realizan en este campo, constituyen un apoyo fundamental para el diseño de planes de emergencia, ordenamiento territorial, elaboración de proyectos de desarrollo, implementación de medidas de prevención y mitigación. Sin embargo, estos estudios son poco conocidos por los usuarios. Los mapas o reportes son publicados en revistas científicas o eventos especializados, y raras veces son entregados y explicados a los usuarios.

Por las consideraciones citadas, el conocimiento generado por las instituciones geocientíficas es ignorado por las autoridades, planificadores y la población en general. Es decir, la aplicación de estos conocimientos en la reducción de riesgos y el ordenamiento territorial es muy limitada en la sociedad.

Por otro lado, durante los últimos 50 años se viene produciendo un crecimiento poblacional y urbano de las principales ciudades del Perú. Este crecimiento se da por la masiva migración de personas del campo hacia la ciudad, lugar donde esperan encontrar una mejor calidad de vida. Lastimosamente, este crecimiento poco planificado incrementa el riesgo de desastres.

BREVE DESCRIPCIÓN DEL CRECIMIENTO DE LA CIUDAD DE AREQUIPA

Los orígenes de Arequipa se remontan a la época incaica. Algunas crónicas refieren que el cuarto inca, Mayta Cápac, alrededor del año 1170 d.C., se detuvo con su ejército en el despoblado valle del río Chili (fig. 8.1) y que sus súbditos, encantados por el lugar,

le solicitaron poblar el lugar, a lo que el Inca respondió *Ari-qquepay* que en castellano significa «sí, quédate» (De la Calancha, 1639). A partir de allí se tiene una ocupación básicamente rural de la zona, siendo Characato, Sabandía, Yanahuara, Cayma, Tiabaya, Paucarpata, Socabaya y Chiguata los primeros pueblos en consolidarse.

Sin embargo, es recién el 15 de agosto del año 1540 que Arequipa es fundada por los conquistadores españoles como ciudad por el Muy Magnífico Señor Teniente Gobernador, don Garcí Manuel de Carbajal, en el valle del río Chili (fig. 8.2), como la «Villa de la Asunción de Nuestra Señora del Valle Hermoso de Arequipa» (Linares, 1993).

Durante el virreinato, la ciudad de Arequipa destacó por ser el eje comercial del sur del Perú, a través del puerto de Quilca e Islay. A inicios del siglo XX, la ciudad sufre un proceso de expansión hacia la zona este, lo que hoy es denominado el centro histórico. Durante el año 1940, al conmemorarse el cuarto centenario de su fundación española, cuando Arequipa tenía poco más de 80 mil habitantes, se plantea un proyecto de expansión urbana (figs. 8.3 y 8.4) y se diseña el primer plan moderno de expansión urbana de la ciudad.

En la década de los 60 y 70, la Junta de Rehabilitación y Desarrollo de la Ciudad de Arequipa, propició un mayor impulso al sector industrial con la creación de Parques Industriales y se mejora la articulación vial, lo que contribuye a consolidar el importante rol que en la región tiene la ciudad de Arequipa (Gutiérrez, 1992). En el marco del Plan Maestro del Centro Histórico de Arequipa, se elaboró el mapa de usos del suelo (fig. 8.5), como un intento de trabajar en el ordenamiento territorial y desarrollo ordenado de la ciudad (Municipalidad Provincial de Arequipa, 2002).

La pobreza extrema en las zonas rurales de la región sur y la guerra contra la subversión entre 1980 y 1990 generaron una masiva migración de los pobladores, principalmente de la región sur del Perú, hacia la ciudad de Arequipa, lo que generó un crecimiento desmesurado de la población y una expansión urbana caótica, que rebasó los planes directores de la ciudad, principalmente la de 1980 y 2000 (fig. 8.5). A esto se suman las invasiones masivas propiciadas por traficantes de terrenos, que ocupan áreas expuestas a peligros naturales recurrentes.



Figura 8.1 Óleo del siglo XIX del pintor arequipeño José G. Álvarez. Muestra la fundación Inca de Arequipa.



Figura 8.2 Óleo del siglo XIX del pintor arequipeño José G. Álvarez. Muestra la fundación española de Arequipa, ocurrida el 15 de agosto de 1540. Talleres Cuzzi y Cía. S.A., 1990.



Figura 8.3 Fotografía aérea de la ciudad de Arequipa tomada en 1944. En dicho año tenía poco más de 80 mil habitantes. A la izquierda el centro histórico de la ciudad y la expansión urbana incipiente alrededor de dicho centro. A la derecha el río Chili, está rodeado por la campiña (Fuente: SAN).

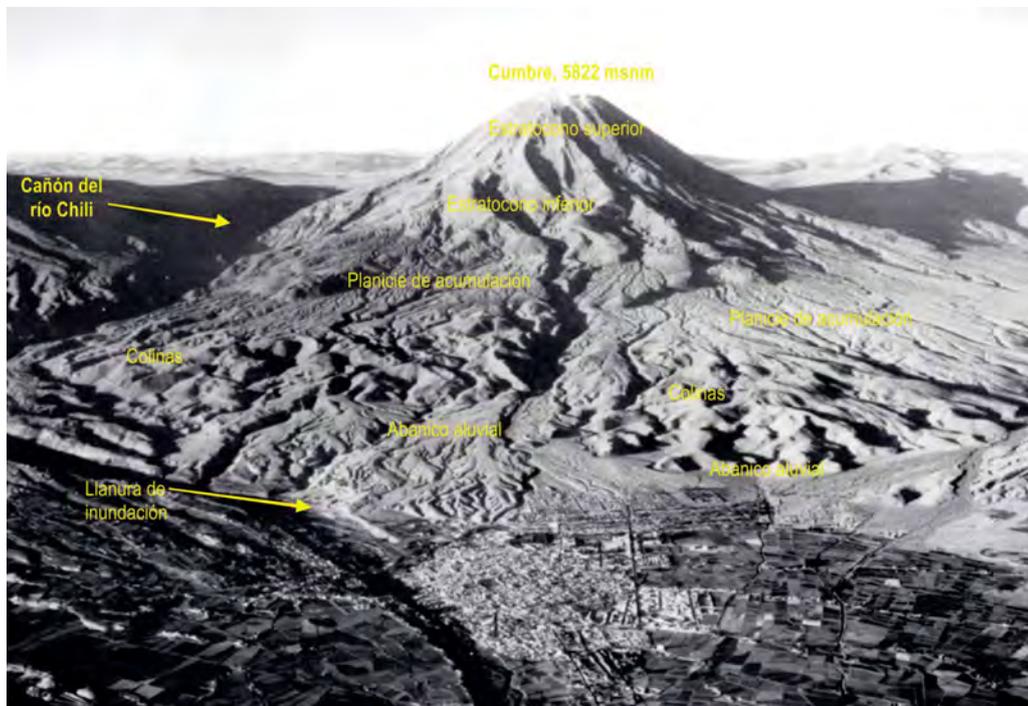


Figura 8.4 Fotografía aérea de la ciudad de Arequipa y el volcán Misti tomado el año 1947. Se puede observar la incipiente expansión urbana en dirección del volcán Misti (Alto Selva Alegre y Miraflores). También se muestran las principales unidades geomorfológicas de la zona (Fuente: SAN).

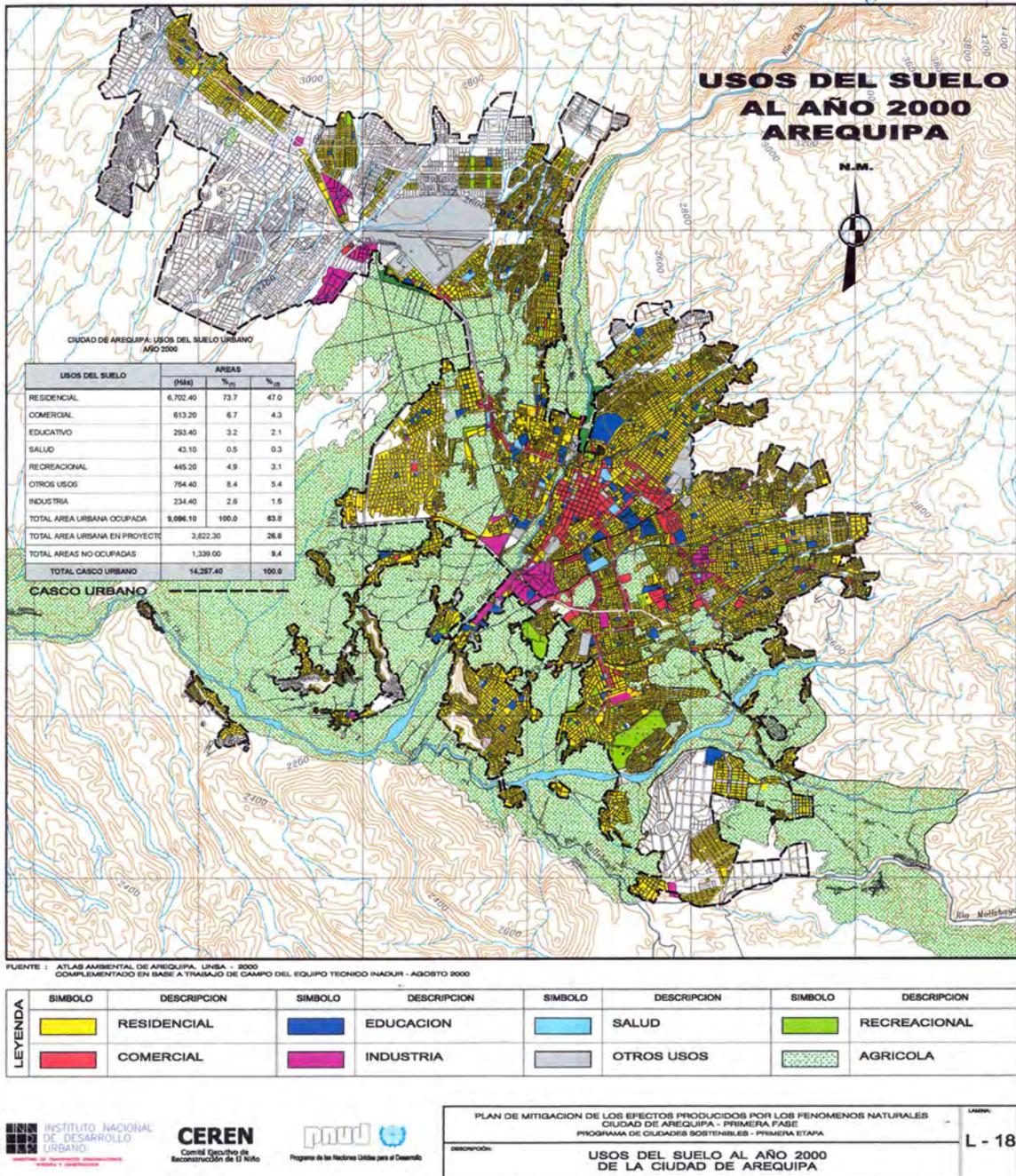


Figura 8.5 Mapa de uso de suelo de la ciudad de Arequipa al año 2000, elaborado en el marco del Plan Director de la Ciudad 2002. Fuente: Municipalidad Provincial de Arequipa.

POBLACIÓN EN RIESGO

Arequipa a inicios del siglo XXI abarca una extensión territorial de 2923.53 km², con una población de 864250 habitantes en el año 2007 y está conformada por 17 distritos continuos y densamente poblados (Neyra & Baldarrago, 2005; INEI, Censo 2007; figura 8.6). Para el año 2014, la población de Arequipa Metropolitana debe bordear el millón de habitantes, lo cual muestra que en los

últimos 60 años la población se ha multiplicado casi por diez (tabla 8.1). Los distritos de mayor riesgo, debido a que se encuentran asentados en zonas de alto peligro volcánico (zona roja en la figura 7.1), son Alto Selva Alegre, Miraflores, Paucarpata, Mariano Melgar, Cayma y Chiguata, así como los ubicados en la cuenca del río Chili, como Yanahuara, Cercado, Hunter, Uchumayo, Tiabaya y Sachaca (fig. 8.7).

Tabla 8.1
Evolución del crecimiento poblacional de Arequipa Metropolitana, entre los 1741 y 2007

Año	Número de habitantes
1741	30 000
1796	37 241
1940	80 947
1961	158 685
1972	309 074
1981	446 942
1993	619 156
2005	819 273
2007	864 250
2011	1 millón aproximadamente

(Fuente: INEI, 2005 y 2007). El dato del año 2011 es aproximado.

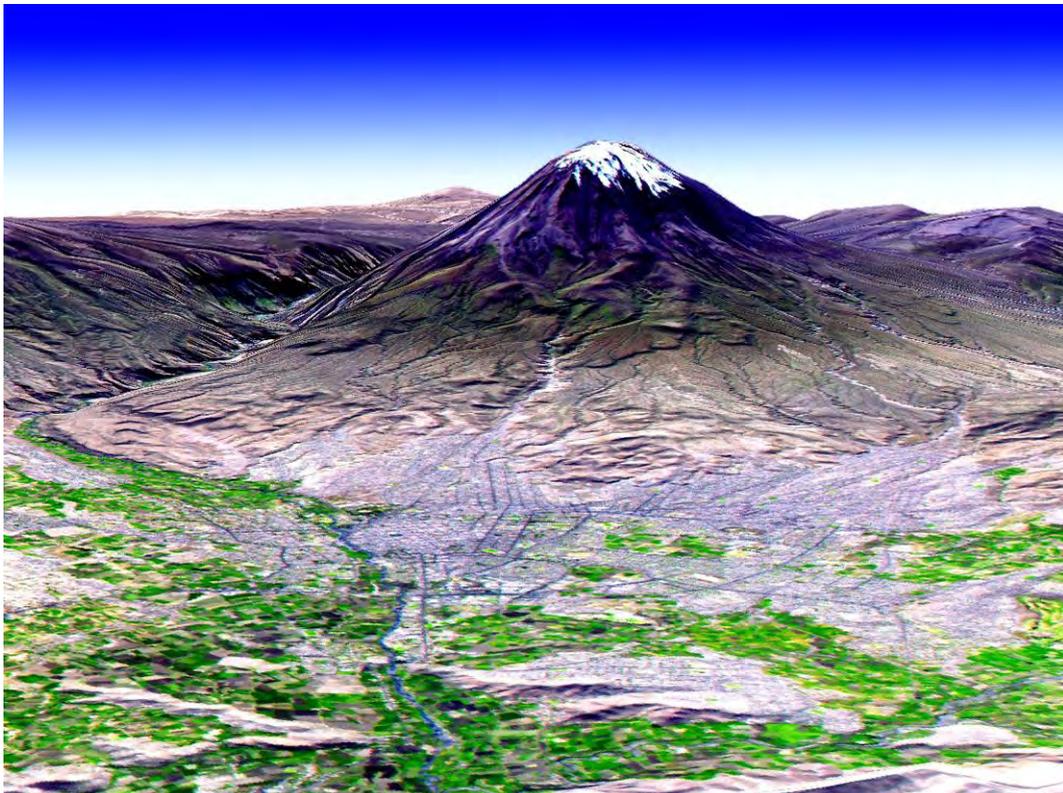


Figura 8.6 Imagen Landsat (2001) de la ciudad de Arequipa y el volcán Misti. Puede observarse el crecimiento de la ciudad hacia el volcán Misti, principalmente los distritos de Alto Selva Alegre, Miraflores, Mariano Melgar y Paucarpata.

La vulnerabilidad de la ciudad de Arequipa se incrementa diariamente, debido a que la ciudad crece hacia zonas cercanas al volcán Misti y en áreas de alto peligro (fig. 7.1), como puede observarse principalmente en los distritos de Alto Selva Alegre, Miraflores, Mariano Melgar y Paucarpata. Además, las quebradas que bajan del volcán Misti como San Lázaro, Pastores, Huarangal, Agua Salada y El Chical son usados como botaderos de basura y en muchos sectores se han edificado viviendas dentro de su cauce.

Sabemos que nada podemos hacer para frenar la ocurrencia de fenómenos naturales peligrosos, especialmente frente a la ocurrencia de erupciones volcánicas; sin embargo, podemos construir un hábitat más seguro, teniendo en cuenta la ubicación y tipo de materiales a emplearse en la construcción de viviendas y obras de infraestructura, para de esta manera se reduzca su vulnerabilidad frente a los fenómenos naturales peligrosos.

La carencia del conocimiento frente al entorno en que vivimos nos hace más vulnerables. Prueba de ello es que en Arequipa se implementan políticas de prevención frente a sismos, porque estos fenómenos ocurren con frecuencia; sin embargo, la población no está preparada ante la ocurrencia de una erupción volcánica, ya que la última ocurrió poco antes de la fundación española de la ciudad de Arequipa. Por esta razón, no hay una memoria colectiva de lo ocurrido. Estos datos se encuentran registrados en documentos históricos y por limitada transmisión oral de generación en generación, y han sido ratificados por las investigaciones científicas que se han realizado.

Por lo tanto, debemos revertir la vulnerabilidad de una manera interinstitucional, con la participación no solo de las instituciones geocientíficas, sino más bien con la participación de las autoridades locales y regionales, como gestores principales del proceso, así como también de otras instituciones estatales y no gubernamentales.

RECURSOS HÍDRICOS, ENERGÉTICOS Y MINEROS EN RIESGO

Arequipa es la segunda ciudad más importante del Perú, después de Lima. La contribución de Arequipa al PBI nacional es de 8.6 %, siendo el segundo más alto del país (América Economía, 2009). Ello se ve reflejado también en la construcción de costosos proyectos de infraestructura hídrica, energética y minera, que en gran medida se ubican en la cuenca del río Chili (fig. 1.2). Esta cuenca, que se emplaza entre los volcanes Misti y Chachani y posteriormente pasa por la ciudad de Arequipa, puede ser

afectada seriamente por una reactivación del volcán Misti, pero lamentablemente aún no se han tomado medidas preventivas para este caso probable.

La ciudad de Arequipa cuenta con un aeropuerto internacional, con 4 autopistas de acceso, represas, hidroeléctricas, cuarteles militares, bases aéreas, entre otros. Gran parte de esta infraestructura se encuentra en riesgo. A continuación, se presenta una breve descripción de la infraestructura más importante en riesgo.

- a) El Sistema Hídrico del río Chili está conformado por las represas El Pañe, Los Españoles, Pillones, El Fraile, Banputañe, Challhuanca y Aguada Blanca, que en total poseen una capacidad de almacenamiento de cerca de 400 millones de metros cúbicos (Jiménez et al., 2010). Este sistema abastece de agua para el consumo poblacional de Arequipa. De acuerdo a SEDAPAR, durante el año 2007, el consumo fue de 2.115 m³/s y en el 2010 fue de 3.280 m³/s. Por su parte, las centrales hidroeléctricas de Charcani I, II, III, IV y V, para operar al 100% de su capacidad hidroeléctrica instalada necesitan 24 m³/s de agua de la cuenca del río Chili (Jiménez et al., 2010).
- b) La planta de tratamiento de agua potable de La Tomilla, ubicada en la cuenca media del río Chili, abastece a más de 80% de la población de Arequipa.
- c) Las centrales hidroeléctricas del río Chili (Charcani I, II, III, IV, V) generan cerca de 172 MW (Jiménez et al., 2010); se encuentran en el cañón del río Chili, en el flanco NO del volcán Misti. La hidroeléctrica Charcani V es uno de los pocos proyectos construidos en el mundo al pie de un volcán activo.
- d) En la cuenca media del río Chili se tienen 8 puentes que conectan los sectores SE y NO de la ciudad. También en ambas márgenes se tienen universidades (Universidad Católica San Pablo), el Club Internacional de Arequipa, así como urbanizaciones y nuevos proyectos de vivienda.
- e) La mina de cobre Cerro Verde, una de las más importantes del país, se abastece de agua de la cuenca del río Chili para sus operaciones. Se estima que utiliza cerca de 1160 l/s de agua.
- f) También pueden ser afectados el aeropuerto de Arequipa, el sistema de transporte terrestre, las fábricas y las áreas de cultivo.

COMUNICACIÓN CON COMUNIDADES (COM COM) EN AREQUIPA, PARA REDUCIR EL RIESGO VOLCÁNICO

Es imprescindible que la población conozca el medio natural volcánico en el que vive, tenga percepción del riesgo y asuma las medidas de auto protección necesarias. En Arequipa la gente no ha vivido o presenciado una erupción volcánica en los últimos 500 años y cree que el único problema que puede causar una erupción del Misti es calcinarlo si se encuentra dentro del radio de acción de los flujos de lava. Pero la realidad es muy distinta; una erupción del volcán Misti, puede afectar a personas, flora, fauna e infraestructura a muchas decenas o cientos de kilómetros de distancia, debido al emplazamiento de caídas y flujos piroclásticos, lahares y, en menor medida, avalanchas de escombros.

El conocimiento de los peligros volcánicos del Misti por parte de la sociedad dará como resultado una reducción en pérdidas humanas y económicas sustanciales. Además, permitirá la implementación de medidas restrictivas a la construcción en áreas de peligro y al desarrollo de mejores planes de evacuación y mitigación de desastres.

En el marco del Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas (PMA: GCA), se escogió la ciudad de Arequipa a partir del año 2006 como uno de los proyectos piloto para implementar acciones de Comunicación con Comunidades (COM COM), a fin de reducir el riesgo de desastres a través de la utilización de información geocientífica generada por el INGEMMET. El PMA:GCA fue un proyecto desarrollado entre el año 2002 y 2008, donde participaron los Servicios Geológicos de Argentina, Bolivia, Chile, Colombia, Ecuador, Perú y Venezuela, con el apoyo económico de la Agencia Canadiense para el Desarrollo Internacional y con la asesoría del Servicio Geológico de Canadá. El objetivo del PMA: GCA fue desarrollar una buena gestión del riesgo, aplicando el conocimiento científico en los procesos de desarrollo humano, social, territorial y sectorial (Muñoz & Ellerbeck, 2003). En ese contexto, las principales actividades incluyeron generar y transferir conocimiento geocientífico integrado y actualizado sobre peligros naturales y buscar su aplicación en el planeamiento del uso del territorio, en prevención, atención y mitigación de desastres.

A través del proyecto se difundió y explicó el significado y utilidad del mapa de peligros del volcán Misti, elaborado por el INGEMMET, y sus contrapartes científicas internacionales, con la finalidad de que sea utilizado en el ordenamiento territorial, la planificación del desarrollo urbano y los planes educativos. En base a la información contenida en el mapa de peligros del Misti, se asesoró a las autoridades y a la población en la elaboración e implementación

de planes de contingencia para hacer frente a las crisis volcánicas del Misti.

Inicialmente, durante el 2006, el Proyecto Piloto solo se desarrolló en el distrito de Alto Selva Alegre (ASA). Posteriormente, los trabajos se implementaron en toda la ciudad de Arequipa. El INGEMMET fue la entidad impulsora de tales acciones, pero también en estos trabajos participaron activamente las siguientes instituciones:

- Municipalidad Distrital de Alto Selva Alegre.
- Municipalidad Provincial de Arequipa.
- La ONG PREDES.
- Instituto Nacional de Defensa Civil (INDECI).
- Gobierno Regional de Arequipa.

A continuación se resumen las principales acciones realizadas:

Difusión del mapa de peligros del volcán Misti en la ciudad de Arequipa

El mapa de peligros del volcán Misti ha sido elaborado con el objetivo de que sea utilizado en el ordenamiento territorial, la elaboración de planes urbanos y de desarrollo, así como para acciones de prevención y mitigación de desastres. En tal sentido, una de las primeras acciones realizadas fue la presentación oficial de dicho mapa. Esta presentación fue un acto público que tuvo lugar el 17 de enero de 2008. El significado y utilidad del mapa fue explicado por profesionales del INGEMMET a las autoridades de la Municipalidad Provincial de Arequipa, encabezados por su alcalde el Sr. Simón Balbuena (figs. 8.7 y 8.8).

Con la finalidad de difundir el mapa de peligros del Misti en las instituciones y población de Arequipa, el INGEMMET imprimió un tiraje inicial de 1000 ejemplares. Estos fueron distribuidos principalmente a alcaldes y secretarios técnicos de Defensa Civil, así como a universidades y algunos colegios. Dado que este tiraje inicial se agotó rápidamente, gracias al financiamiento de la Empresa Minera Cerro Verde se logró imprimir un segundo tiraje de 2000 mapas. Finalmente, con el apoyo económico de la ONG PREDES se imprimieron 1000 mapas adicionales. Entre el 2008 y 2012 se han distribuido más de 3500 mapas de peligros en la ciudad de Arequipa.

De manera paralela a la entrega del mapa de peligros, se organizaron charlas a fin de explicar su utilidad y significado. También se difundió el mapa a través de los medios de comunicación, tales como prensa escrita y televisión y en actos culturales. A continuación, se mencionan las principales instituciones donde se distribuyó el mapa de peligros del Misti (figs. 8.9-8.14):

- Gobierno Regional de Arequipa, por medio de la Oficina de Defensa Nacional y Defensa Civil.
- Municipalidad Provincial de Arequipa, por intermedio de la Oficina de Defensa Civil.
- Municipalidades distritales de la Provincial de Arequipa, que en total son 29.
- Clínicas, hospitales y centros de salud de Arequipa.
- Organizaciones de base e instituciones de la Municipalidad de Alto Selva Alegre.
- Tercera Región Militar de Arequipa.
- Fuerza Aérea del Perú, a través del Ala Aérea N. ° 3 de Arequipa.
- Comisarías de la Policía Nacional del Perú.
- Instituto Nacional de Defensa Civil (INDECI).
- Empresas de servicios como SEDAPAR, SEAL y EGASA.
- Universidades, tales como Universidad Nacional San Agustín de Arequipa (UNSA), Universidad Católica Santa María de Arequipa, Universidad Católica San Pablo y Universidad Alas Peruanas.
- Arzobispado de Arequipa.
- Unidad de Bomberos.
- Cruz Roja internacional
- Instituciones Educativas, ONGs (PREDES, LABOR, AEDES, PROYECCIÓN) y otros.



Figura 8.7 Presentación pública del mapa de peligros del volcán Misti en los ambientes de la Municipalidad Provincial de Arequipa. Están presentes el Alcalde de la Municipalidad Provincial, Sr. Simón Balbuén; el Jefe Regional Sur del INDECI, el Gral. (re) Carlos Nacarino; el Alcalde de la Municipalidad Distrital de Selva Alegre, Sr. Antonio Gamero; así como representantes del INGEMMET y Gobierno Regional de Arequipa. 17/01/2008



Figura 8.8 Noticia sobre la presentación del mapa de peligros del volcán Misti. Se resaltan la utilidad del mapa, así como la necesidad de implementar acciones de prevención frente al riesgo volcánico. 18/01/2008

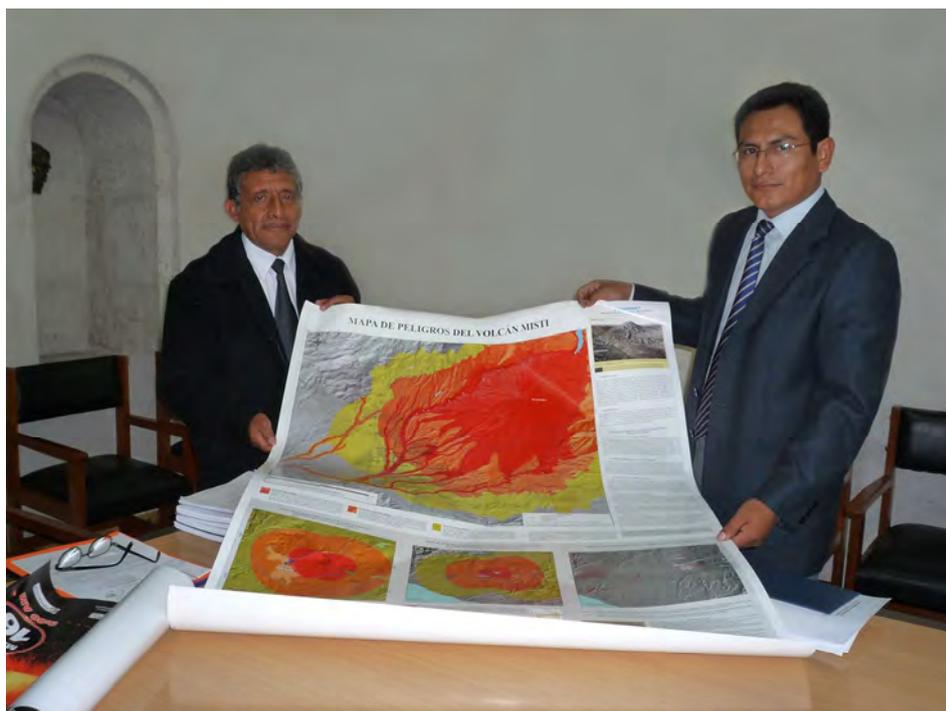


Figura 8.9 Entrega del mapa de peligros al Presidente del Gobierno Regional de Arequipa, Dr. Juan Manuel Guillén. 27/04/2008.



Figura 8.10 Explicación y entrega del mapa de peligros al Rector de la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, Dr. Rolando Cornejo Cuervo. 10/01/2008.



Figura 8.11 Difusión del mapa de peligros del volcán Misti, durante el Día de la Solidaridad. Plaza de Armas de Arequipa, 31/05/2011.



Figura 8.12 Campaña de sensibilización con carro alegórico e información del mapa de peligros del volcán Misti. Plaza de Armas de Arequipa, 15/08/2011.



Figura 8.13 Stand del INGEMMET durante campaña de sensibilización para reducir el riesgo de desastres en Arequipa (11/11/2011). Se distribuyeron decenas de ejemplares del mapa de peligros del Misti.

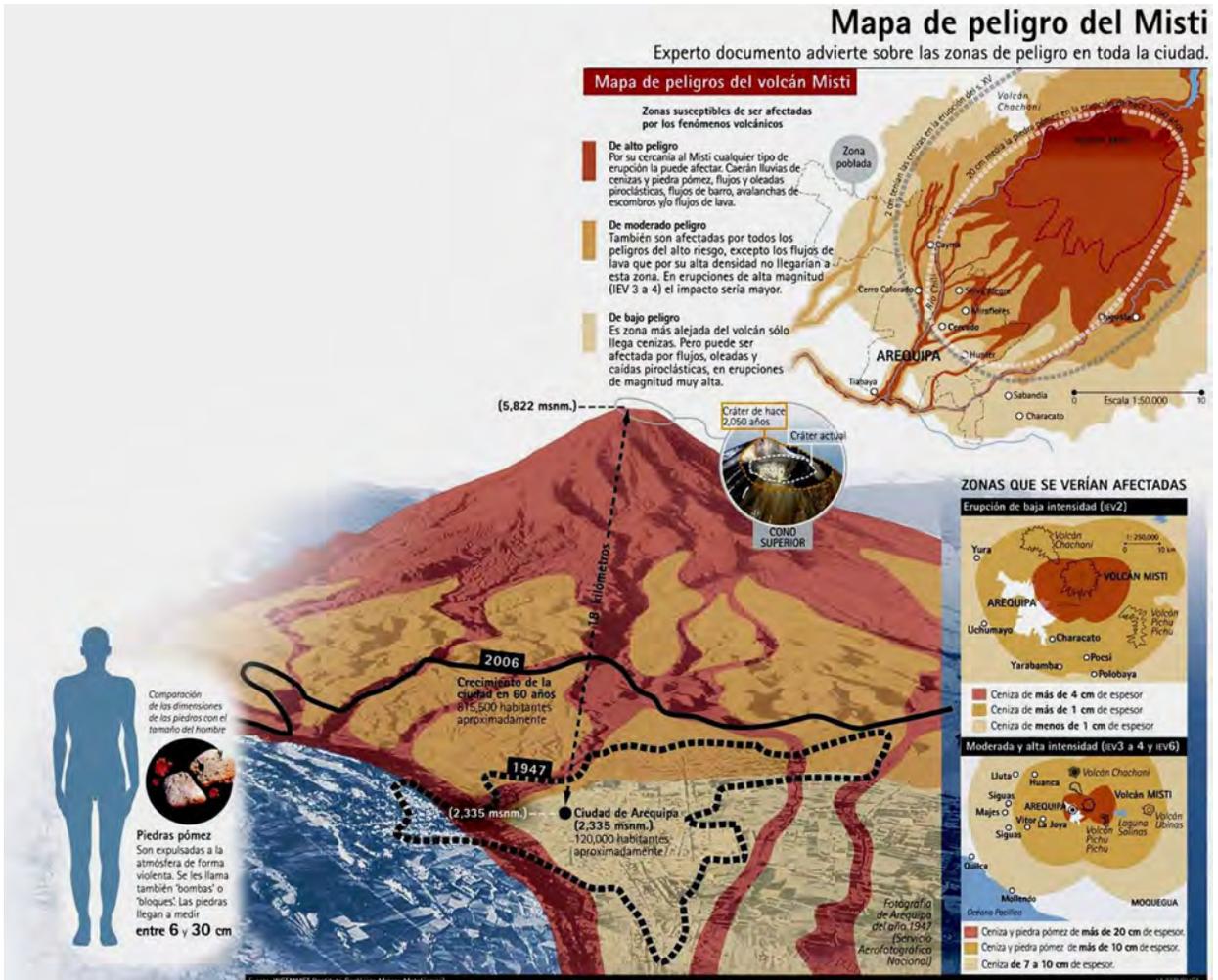


Figura 8.14 Infografía del mapa de peligros del volcán Misti, publicada en el diario La República en el año 2008. Con un lenguaje sencillo se explica el significado y utilidad del mapa de peligros.

Trabajos de educación y difusión en Instituciones Educativas de Arequipa

Uno de los aspectos más importantes para construir una verdadera cultura de prevención en una sociedad pasa necesariamente por implementar acciones de educación y difusión con los jóvenes y niños. Ellos en el futuro serán los que tomarán decisiones y también transmitirán estos conocimientos a sus hijos. Por esta razón, una de las primeras acciones fue entregar más de 500 mapas de peligros a los Directores de las Instituciones Educativas de la UGEL sur de Arequipa. Actualmente, la gran mayoría de Instituciones Educativas de Arequipa cuentan con dicho mapa y está siendo expuesto en lugares visibles para conocimiento de los estudiantes (fig. 8.15).

Por otro lado, se escogieron varias Instituciones Educativas para desarrollar planes piloto de capacitación, a través de charlas y talleres. Las Instituciones Educativas (IE) fueron Diego Thomson de Alto Selva Alegre, María Reyna, Nuestra Señora del Pilar y María Auxiliadora del Cercado, Juan de la Cruz Calienes de Cerro Colorado, San Francisco de Asís de Yanahuara y Wolfgang Amadeus Mozart y Alfred Binnet de José Luis Bustamante y Rivero, Víctor García Hoz de Sachaca, entre otros (fig. 8.16-8.18). Durante las charlas y talleres en estas IE se transmitieron los siguientes conceptos:

- Origen y tipos de volcanes.
- Los peligros volcánicos y sus efectos en la población y el medio ambiente.
- Significado y utilidad del mapa de peligros del volcán Misti.
- Planes de contingencia frente a erupciones volcánicas.

En algunas IE, luego de las capacitaciones se organizaron incluso actividades de sensibilización en su jurisdicción, como sucedió en la IE Diego Thomson que se encuentra más cerca al volcán Misti (fig. 8.19). Luego de las capacitaciones se organizaron concursos de dibujo y pintura, cuyo tema central fue «Reduciendo el Riesgo Volcánico en la Ciudad de Arequipa» (figs. 8.20-8.22). Estos concursos se desarrollaron el 2006, 2008, 2009 y 2010. Los objetivos de los concursos de dibujo fueron:

- Valorar la experiencia y los conocimientos sobre el peligro volcánico en la ciudad de Arequipa, y las acciones que los escolares y la comunidad en general deben realizar para prevenirlos.
- Fortalecer los conocimientos sobre el peligro volcánico, para ubicar así los principales riesgos que tiene la comunidad.
- Reflexionar sobre la importancia de conocer con claridad las capacidades y recursos con que cuentan en la comunidad, para hacer frente a una emergencia producida por una inminente erupción volcánica.

Con los 13 mejores trabajos de cada concurso de dibujo, se elaboraron calendarios para los años 2007, 2009, 2010 y 2011 (figs. 23-26). La selección de los mejores trabajos estuvo a cargo de un jurado calificador, conformado por especialistas del Instituto de Artes Baca Flor de Arequipa, representantes del Gobierno Regional de Arequipa, Municipalidad Provincial de Arequipa, PREDES y el INGEMMET. Los calendarios fueron impresos en un tiraje de 500 ejemplares, los cuales han sido distribuidos a las autoridades locales y regionales, a fin de sensibilizarlos sobre los riesgos volcánicos.



Figura. 8.15 Mapa de peligros del volcán Misti expuesto en la IE María Auxiliadora. 30/11/2012.



Figura 8.16 Explicación del mapa de peligros del volcán Misti a estudiantes de la IE Calienes. 24/06/2011.



Figura. 8.17 Escolares de la Institución Educativa San Francisco de Asís ubican sus viviendas en el mapa. 10/01/2010.



Figura. 8.18 Escolares de la IE Alfred Binnet elaboran maquetas de volcanes. De esta forma aprenden de los peligros volcánicos. 15/07/2011.



Figura. 8.19 Escolares de la IE Diego Thomson en una marcha de sensibilización, difundiendo un cartel titulado «SELVA ALEGRE NO CREZCAS MÁS: EL MISTI ESTÁ CERCA».



Figura. 8.20 Escolar de la IE Nuestra Señora del Pilar muestra su trabajo en el concurso de dibujo 2009.



Figura. 8.21 Escolar de la IE García Hoz durante el concurso de dibujo 2010.



Figura. 8.22 Escolar de la IE Amadeus Mozart durante el concurso de dibujo 2010.



Fig. 8. 23 Calendario 2007, en base al concurso de dibujo en la IE Diego Thomson de Alto Selva Alegre.



Fig. 8.24 Calendario 2011, en base al concurso de dibujo en la IE Wolfgang Amadeus Mozart del distrito de J. L. Bustamante y Rivero.

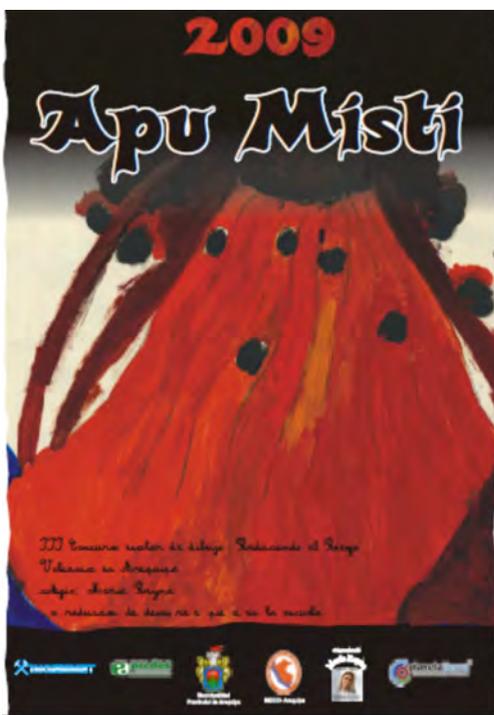


Fig. 8.25 Calendario 2009, en base al concurso de dibujo en la IE María Reyna del Cercado, Arequipa.

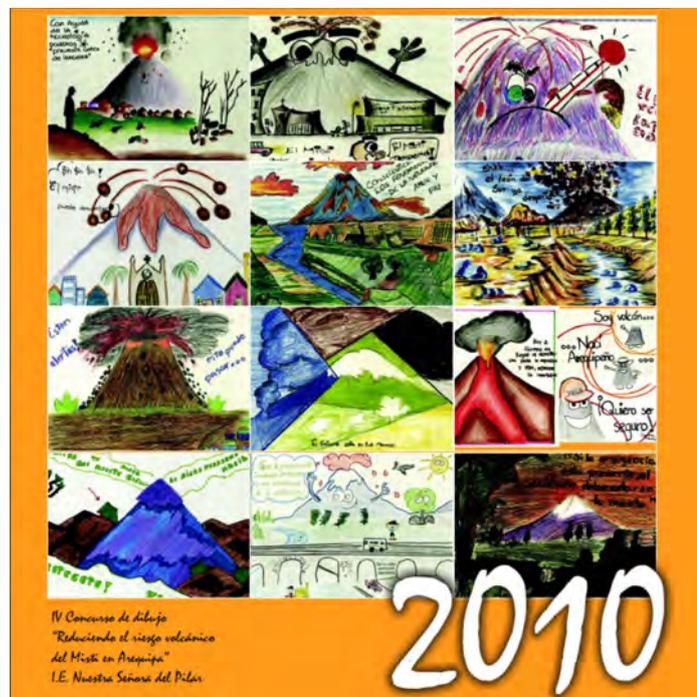


Fig. 8.26 Calendario 2010, en base al concurso de dibujo en la IE Nuestra Señora del Pilar, Arequipa.

Foros internacionales sobre peligros volcánicos en el sur del Perú

En nuestra sociedad es muy usual asistir a congresos, simposios o cursos especializados. En estos eventos participan profesionales de una determinada especialidad para discutir aspectos referidos a su tema de trabajo. Son muy escasos los eventos de difusión dirigidos a usuarios de la información como Servicio Geológico del país.

Por lo expuesto anteriormente, se tomó la decisión de organizar varios foros sobre los peligros volcánicos y sísmicos, con el objetivo de crear un espacio de discusión y análisis sobre estos fenómenos y, de este modo, educar y sensibilizar a las autoridades, dirigentes comunales, maestros, estudiantes y a la población en general, sobre el peligro volcánico y sísmico que afecta a la región sur del Perú. La finalidad es que la sociedad conozca la información existente y la utilice en la implementación de medidas de prevención y mitigación del riesgo, así como en planes de contingencia frente a erupciones volcánicas y la actividad sísmica.

Adicionalmente, a través de estos foros se transmitieron las experiencias vividas en otros países, sobre el manejo de crisis volcánicas y sísmicas, sistemas de vigilancia volcánica y sísmica, además del impacto de erupciones volcánicas y sismos en el medio ambiente y la sociedad.

Hasta la fecha, se han organizado seis foros internacionales en los años 2005, 2006, 2007, 2008, 2010 y 2013 (fig. 8.27-8.30): cuatro en la ciudad de Arequipa y dos en Moquegua. Los dos primeros foros fueron sobre el peligro volcánico y los dos últimos sobre los peligros volcánicos y sísmicos. En los seis eventos se contó con mas de 100 expositores nacionales y 37 extranjeros, estos últimos provenientes de EE.UU, Francia, México, Argentina, Chile, Costa Rica, Colombia y Canadá. En total asistieron alrededor de 2500 usuarios, provenientes principalmente de la región sur del Perú (Tabla 8.2). Estos foros fueron organizados en forma conjunta con la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, la ONG PREDES, el Gobierno Regional de Arequipa, la Municipalidad Provincial de Arequipa, INDECI, el Gobierno Regional de Moquegua, el Instituto Geofísico del Perú (IGP), el Colegio de Ingenieros del Perú, entre otras instituciones.



Figura 8.27 Clausura del «V Foro Internacional sobre Peligros Volcánicos y Sísmicos», a cargo del Gral. Palomino, Jefe Nacional del INDECI (Septiembre 2010).



Figura 8.28 Participantes del «V Foro Internacional sobre Peligros Volcánicos y Sísmico», llevado a cabo en la ciudad de Arequipa (Setiembre, 2010).



Figura 8.29 Entrega de recordatorios a los expositores extranjeros del V Foro, provenientes de Canadá, México, Chile, Costa Rica y Argentina (Septiembre, 2010).

Tabla 8.2
Resumen de los cinco Foros de peligros volcánicos y sísmicos organizados en la región sur

Foros	Título del foro	Lugar	Fecha	Expositores extranjeros	Expositores nacionales	Asistentes
I Foro	Los peligros volcánicos: evaluación, zonificación, vigilancia y planes de mitigación	Aula magna Simón Bolívar de la U.N.S.A. Arequipa	22 y 23 de julio de 2005	(2) USA (1) México (1) Francia	(10) Lima y Arequipa	350 asistentes
II Foro	"Los Peligros Volcánicos en el sur del Perú" ¿Cómo Enfrentarlos?	Aula magna Simón Bolívar de la U.N.S.A. Arequipa	13 y 14 de julio de 2006	(2) Francia (1) USA (1) Colombia (1) México	(17) Lima, Moquegua y Arequipa	250 asistentes
III Foro	"Peligro Volcánico en el sur del Perú" ¿Cómo evitar un desastre?	Auditorio Simón Bolívar en Moquegua	19 y 20 de julio de 2007	(3) México (2) Francia (3) USA	(17) Lima, Moquegua y Arequipa	450 asistentes
IV Foro	"Peligro Volcánico y Sísmico en el sur del Perú" Evitemos un desastre	Auditorio Simón Bolívar en Moquegua	09, 10 y 11 de julio de 2008	(2) Francia (2) Colombia (1) Argentina (1) México (3) Chile	(25) Lima, Callao, Moquegua y Arequipa	500 asistentes
V Foro	"Peligro volcánico y sísmico en el sur del Perú"	Aula magna Simón Bolívar de la U.N.S.A. Arequipa	23 y 24 de septiembre de 2010	(2) Francia (1) Canadá (1) Colombia (1) Argentina (1) Costa Rica (4) Chile (1) México	(14) Lima, Callao, Moquegua y Arequipa	550 asistentes
Total de asistentes						2100 asistentes
				37 expositores extranjeros	83 expositores nacionales	2100 asistentes



Figura 8.30 Afiches de los cinco foros internacionales sobre peligros volcánicos y sísmicos organizados en las regiones de Arequipa y Moquegua.

Simulacros de evacuación por erupción volcánica del Misti en Arequipa (2009 y 2010)

Los simulacros de evacuación en caso de erupción volcánica del Misti son ejercicios de prevención que tienen como objetivo poner a prueba los mecanismos y procedimientos para hacer frente a una posible erupción de este volcán. Para ello, se deben diseñar formas de organización, coordinación y concertación de acciones que favorezcan la reducción del riesgo de desastres, y que a su vez permitan un trabajo conjunto de los Comités de Defensa Civil y población expuesta al riesgo.

¿Por qué un simulacro de evacuación por erupción volcánica en Arequipa?

El mapa de peligros del volcán Misti evidencia que muchos sectores del casco urbano de la ciudad se encuentran en áreas de alto peligro, así como varios elementos vitales para el funcionamiento de la ciudad (agua potable, hidroeléctricas, puentes, autopistas, etc.) son altamente vulnerables frente a una erupción del Misti. Por otro lado, gran parte de la población arequipeña desconoce que el Misti es un volcán activo, que puede eventualmente reactivarse en el futuro.

Frente a una erupción del Misti, la evacuación de la población asentada en zonas críticas es una medida preventiva que tarde o temprano se debería adoptar. Un adecuado monitoreo del volcán Misti permitirá conocer con semanas o meses de anticipación la cercanía de una erupción, lo cual facilitaría la evacuación de la población a lugares seguros.

Por las consideraciones antes citadas, durante los simulacros se evalúan el funcionamiento de los medios humanos y materiales previstos para situaciones de emergencia volcánica, el nivel de respuesta y participación de las autoridades y población involucrada, así como el tiempo empleado en evacuar a la población en riesgo y toda la logística que implica este ejercicio de prevención. En Arequipa se han organizado dos simulacros: el primero en el distrito de Alto Selva Alegre y el segundo en el distrito de Miraflores.

a) Primer simulacro: Distrito de Alto Selva Alegre (2009)

El 16 de mayo de 2009 se llevó a cabo el Primer Simulacro por Erupción Volcánica en Arequipa, en el distrito de Alto Selva Alegre (ASA, figs. 8.31-8.36). Este ejercicio marca un hito en la gestión de riesgos volcánicos en la segunda ciudad más importante de nuestro país. La activa participación de innumerables instituciones y población muestran importantes avances en la reducción de riesgos de desastres en Arequipa.

La coordinación general del simulacro fue asumido por el Gobierno Regional Arequipa y la Municipalidad Distrital de ASA, sumándose en el proceso también la Municipalidad Provincial de Arequipa y otras instituciones públicas y privadas. El INGEMMET participó de manera activa en este simulacro, desde la implementación y organización del mismo.

Contribuciones del INGEMMET en la organización del primer simulacro

- Elaboración de los escenarios eruptivos, en base a la historia eruptiva y al registro geológico de las erupciones pasadas del volcán Misti.
- Asesoramiento técnico en la elaboración de los documentos «Plan de contingencia ante erupciones volcánicas en el distrito de ASA», «Diseño de simulacro ante erupción volcánica del Misti» y «Plan operativo de simulacro de evacuación ante erupción volcánica del Misti de los AAHH Javier Heraud, Bella Esperanza y El Mirador» (fig. 8.37).
- Capacitación a los comités de Defensa Civil, sobre los peligros volcánicos y sus efectos en la sociedad y el medio ambiente. Se desarrollaron 9 charlas a las autoridades, 9 a la población, 4 a dirigentes comunales y brigadistas.
- Emisión de 4 reportes o comunicados sobre el incremento de actividad eruptiva del Misti a efectos del simulacro, con fechas 27 de abril, 4 de mayo, 11 de mayo y 14 de mayo, donde se recomendó la evacuación de la población; estos fueron elaborados por el INGEMMET y posteriormente corroborados por otras instituciones científicas como el IGP, IG-UNSA y SENAMHI.
- Elaboración del «Semáforo» de alerta volcánica del volcán Misti, el cual es un sistema oportuno, para que la población tome las medidas pertinentes ante el incremento de actividad eruptiva del volcán (fig. 8.38).
- Asesoramiento en la identificación de rutas de evacuación óptimas y seguras a nivel distrital y provincial, además de los puntos de embarque y refugio, este último ubicado en la Vía de Evitamiento, a 1 km de la autopista de Uchumayo. Para ello se utilizó el mapa de peligros del volcán Misti.
- Elaboración de materiales de difusión, tales como el cuadernillo *Aprendiendo a vivir con el volcán* (fig. 8.39). El INGEMMET se encargó de la diagramación y diseño, mientras que la Municipalidad de Alto Selva Alegre (ASA) se encargó de la impresión de 1500 ejemplares, los que fueron distribuidos a la población. Este cuadernillo tenía como objetivo educar a la

población sobre los volcanes, los peligros volcánicos, la evacuación, los mapas y rutas de evacuación.

- Elaboración de trípticos alusivos al simulacro. Se imprimieron 1000 ejemplares.
- Elaboración de afiche oficial del simulacro (fig. 8.40). La impresión estuvo a cargo del Gobierno Regional de Arequipa, con 1500 ejemplares.

El simulacro en cifras:

- Se evacuó a 149 pobladores, provenientes de los AA.HH. Mirador, Bella Esperanza y Javier Heraud.
- Se utilizaron 10 camiones MAN del ejército, 4 vehículos de transporte público.

- Se armaron 70 carpas: 44 carpas de BUSF, 10 carpas del GRA, 10 de la Cruz Roja y 6 toldos de la Municipalidad de Alto Selva Alegre.
- Acudieron 5 ambulancias, 3 de MINSA, 1 EsSalud, 1 Cruz Roja, 2 camionetas.
- Participaron 200 efectivos policiales para resguardo y habilitación de vías de evacuación, con 6 patrulleros, 20 motos.
- Participaron 50 soldados del ejército.
- 50 brigadistas de salud, 30 BUSF, 20 bomberos, 30 voluntarios de Cruz Roja, 20 trabajadores edilicios.
- Se logró una masiva difusión del simulacro a través de la prensa escrita, radio y televisión (figs. 8.39a y b).
- Participaron 14 profesionales del INGEMMET.



Figura 8.31 Evacuación de pobladores en camiones MAN del Ejército Peruano durante el primer simulacro.



Figura 8.32 Caravana donde se trasladan representantes de las instituciones organizadoras del primer simulacro, entre ellas el INGEMMET.



Figura 8.33 Evacuación de pobladores del distrito de ASA. Algunos tienen mascarillas de protección para hacer más real el simulacro.



Figura 8.34 Los pobladores son ayudados a descender de los vehículos por personal de la Cruz Roja, Policía Nacional y del Ejército del Perú.



Figura 8.35 Refugio implementado en la Vía de Evitamiento, en el distrito de Cerro Colorado, bajo normas de ESFERA.



Figura 8.36 Pobladores dentro de las carpas instaladas en el refugio.



Figura 8.37 Preparación de la evacuación en el Centro de Operaciones de Emergencia Regional (COER). El mapa de peligros del volcán Misti fue utilizado constantemente.



Figura 8.38 Semáforo de Alerta Volcánica, preparado por el INGEMMET, en base a anteriores crisis volcánicas y los escenarios eruptivos del Misti.

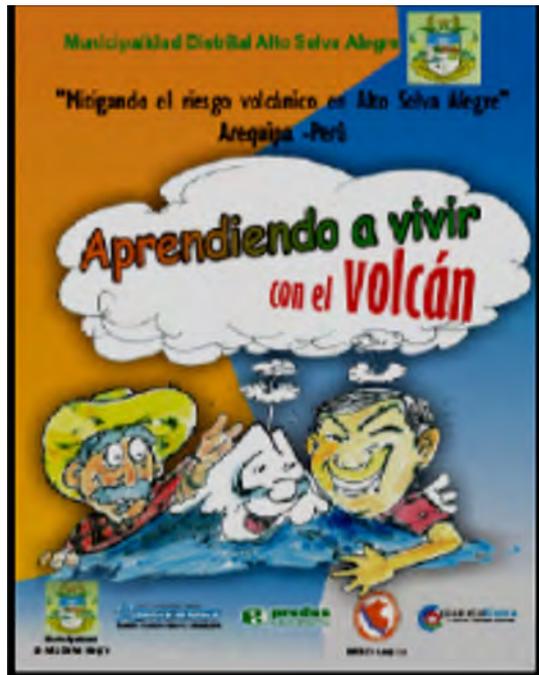


Figura 8.39 Cuadernillo Aprendiendo a vivir con el volcán, donde se explica a la población sobre la formación de volcanes, peligros volcánicos y medidas de prevención ante erupciones volcánicas.



Figura 8.40 Afiche oficial del primer simulacro, diseñado por el INGEMMET e impreso por el Gobierno Regional de Arequipa.



Figura 8.41 a y b. Difusión del primer simulacro a través de la prensa escrita de Arequipa.

b) Segundo simulacro: Distrito de Miraflores, 2010.

Debido a la buena acogida que recibió el primer simulacro del 2009, la Municipalidad Distrital de Miraflores también decidió organizar un segundo simulacro en su distrito, ya que varios AA.HH se encuentran en zonas de alto riesgo volcánico. Este nuevo simulacro se desarrolló el 27 de noviembre de 2010. Las coordinaciones y preparación del simulacro se iniciaron en el mes de septiembre de 2010. Para ello, la Municipalidad Distrital de Miraflores convocó a varias instituciones para que trabajaran en la organización del simulacro. Las instituciones más comprometidas fueron:

- Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET).
- Oficina de Defensa Civil de la Municipalidad de Miraflores.
- Oficina Provincial de Defensa Civil de Arequipa.
- Oficina Regional de Defensa Civil de Arequipa.
- Centro de Estudios y Prevención de Desastres (PREDES).
- Instituto Nacional de Defensa Civil (INDECI).
- Instituto Geofísico del Perú.
- Comité Distrital de Defensa Civil con sus Comisiones de Línea.
- Comité Provincial de Defensa Civil y sus Comisiones de línea.

La preparación del simulacro incluyó varias actividades, siendo las más importantes las siguientes: selección de los AA.HH participantes en el simulacro, que en total fueron siete: Cristo Blanco, Salvador, Héroes del Pacífico, Juan XXIII, Alto Juan XXIII, Girasoles

y Galaxia; campañas de sensibilización y charlas dirigidas a la población (figs. 8.42 y 8.43); establecimiento de rutas de evacuación y refugio, señalización de los puntos de embarque y rutas de evacuación; instalación de bambalinas y afiches para la difusión del simulacro (fig. 8.44); elaboración de distintivos de los grupos evacuados, adquisición de mascarillas, realización de las conferencias de prensa, invitación y convocatoria para el comité evaluador, contratación de buses y camiones para el transporte y logística para el albergue (carpas, ollas, colchones, frazadas, cocinas, entre otros).

El refugio para el simulacro fue implementado en el estadio del distrito de Characato (fig. 8.45), situado aproximadamente a 12 km de distancia. Inicialmente se programó evacuar a 300 pobladores, pero durante el simulacro se evacuaron en total a 349 pobladores (figs. 8.46-8.52), provenientes de los AA.HH Cristo Blanco (45), Salvador (66), Héroes del Pacífico (12), Juan XXIII (44), Alto Juan XXIII (56), Girasoles (15) y Galaxia (111).

Cabe resaltar la numerosa y muy comprometida participación de cerca de 170 representantes provenientes de 30 instituciones de Arequipa (figs. 8.53 y 8.54), tales como Municipalidad Distrital de Miraflores, SEAL, Cuerpo de Bomberos, INGEMMET, INDECI, UNSA, Serenazgo de Miraflores, Gerencia Regional de Salud, Municipalidad Provincial de Arequipa, Cruz Roja de Arequipa, Caritas, Oficina Regional de Defensa Civil, PREDES, Colegio Médico, Ministerio Público, Policía Nacional del Perú, Fuerza Aérea del Perú, SEDAPAR, entre otros, lo cual fue resaltado por la prensa en Arequipa (fig. 8.55).

Contribuciones del INGEMMET en la organización del segundo simulacro

- Asesoramiento técnico en la elaboración del documento «Plan del simulacro de evacuación por erupción volcánica: Miraflores 2010».
 - Capacitación y sensibilización a través de charlas a los pobladores de los AA.HH que participaron en el simulacro.
- Las charlas fueron sobre los peligros volcánicos y sus efectos en la sociedad y el medio ambiente.
 - Emisión de tres reportes o comunicados, sobre el incremento de actividad eruptiva del Misti a efectos del simulacro, con fechas 15, 18 y 25 de noviembre.
 - Asesoramiento en la identificación de las rutas de evacuación y el refugio, este último situado en una zona de bajo peligro volcánico.



Figura 8.42 Capacitación a pobladores del AA.HH Juan XXII, a cargo de un profesional del INGEMMET, sobre temas de peligros volcánicos, 23/11/2013.



Figura 8.43 Capacitación a pobladores del AA.HH Girasoles, a cargo de profesional del INGEMMET, sobre temas de peligros volcánicos. 25/11/2013.



Figura 8.44 Afiche preparado para la difusión del segundo simulacro de evacuación por erupción volcánica del Misti, en el distrito de Miraflores, Arequipa.



Figura 8.45 Refugio implementado en el estadio de Characato. Se implementaron siete sectores con carpas, uno para cada AA.HH.



Figura 8.46 Pobladores de Miraflores esperan abordar los buses que les trasladarán al refugio.



Figura 8.47 Pobladores de Miraflores abordan un bus durante el segundo simulacro de evacuación.



Figura 8.48 Niños de Miraflores son trasladados hacia el refugio durante el segundo simulacro de evacuación.



Figura 8.49 Pobladores evacuados arriban al refugio, situado en el estadio de Characato.



Figura 8.50 Pobladores de los distintos AA. HH. de Miraflores son ubicados de forma ordenada en las carpas del refugio.



Figura 8.51 Simulación de un «herido» que es atendido por personal del sector salud y Cuerpo de Bomberos.



Figura 8.52 Una familia evacuada permanece dentro de la carpa. Se repartieron mascarillas de protección frente a caídas de ceniza.



Figura 8.53 Inspección del refugio a cargo de autoridades regionales y locales.



Figura 8.54 Breve ceremonia llevada a cabo al final del proceso de evacuación de los pobladores de Miraflores.



Figura 8.55 Reporte periodístico del día 28 de Noviembre del 2010, que da cuenta del 2do Simulacro de evacuación llevado a cabo un día antes en el Distrito de Miraflores. Los pobladores y autoridades coinciden en señalar que fue un buen ejercicio de prevención.

Sala de Riesgo Volcánico del Centro de Sensibilización para la Gestión de Riesgos en Arequipa

En febrero de 2011 se inauguró el Centro de Sensibilización Para la Gestión de Riesgos (fig. 8.56), proyecto ideado y liderado por el Instituto Nacional de Defensa Civil (INDECI). Este centro, el primero en su género en el país, está conformado por salas temáticas de riesgo sísmico, volcánico, tsunamis, cambio climático, incendios, comunicaciones en caso de desastre, entre otros. Está dirigido principalmente a estudiantes de Instituciones Educativas, autoridades, funcionarios que trabajan en Defensa Civil y ordenamiento territorial, dirigentes comunales y periodistas. Se encuentra ubicado en la Av. Colón N°. 122, Distrito J. L. Bustamante y Rivero, Arequipa.

La Sala de Riesgo Volcánico forma parte de este Centro de Sensibilización y ha sido implementado por el INGEMMET, la ONG VEA y el INDECI (fig. 8.57). Los objetivos de esta sala son:

- Educar y sensibilizar sobre los efectos o impactos de las erupciones volcánicas en el medio ambiente, la sociedad, la economía y el hombre.
- Dar a conocer el significado y utilidad del mapa de peligros del volcán Misti, como herramienta fundamental para la prevención de desastres y adecuada ocupación del territorio en Arequipa.
- Transferir conocimientos sobre el origen de los volcanes, su evolución, partes constitutivas y métodos de estudio y vigilancia.

La Sala de Riesgo Volcánico está conformado por:

- Una maqueta con las estructuras internas de un volcán, incluida su columna eruptiva (fig. 8.58).
 - Una maqueta del volcán Misti, la ciudad de Arequipa y que incluye la zonificación de los peligros volcánicos, elaborado a escala 1/50000 (fig. 8.59).
 - Cuatro *banners* (póster) explicativos sobre: a) origen de los volcanes; b) tipos de volcanes; c) tipos de peligros volcánicos; d) volcanes activos del Perú; e) métodos de vigilancia de volcanes (figura 8.57).
- Durante el 2011 se han registrado alrededor de 5 mil visitantes, y durante el 2012 cerca de 6 mil. La mayoría de visitantes son escolares de las Instituciones Educativas de la ciudad de Arequipa, pero también autoridades de gobiernos regionales y locales, funcionarios de Defensa Civil, Congresistas de la República, estudiantes universitarios, entre otros (figuras 8.60-8.62).



Figura 8.56 Ingreso de escolares de Instituciones Educativas de Arequipa al Centro de Sensibilización para la Gestión de Riesgos de Arequipa.



Figura 8.57 Sala de Riesgo Volcánico, conformado por maquetas y posters.



Figura 8.59 Maqueta del volcán Misti, la ciudad de Arequipa y zonificación de peligros volcánicos. Figuran las principales avenidas, puentes y hospitales, lo cual permite nos ubiquemos con facilidad.



Figura 8.60 Escolares observan la maqueta del volcán Misti, la ciudad de Arequipa y el mapa de peligros volcánicos.



Figura 8.60 Escolares observan la maqueta del volcán Misti, la ciudad de Arequipa y el mapa de peligros volcánicos.



Figura 8.61 Congresistas de la República, miembros de la Comisión de Defensa, acompañados del Jefe Nacional del INDECI, reciben explicación de personal del INGEMMET sobre lo expuesto en la Sala de Riesgo Volcánico.



Figura 8.62 Presidente del Consejo Directivo del INGEMMET, Ing. Susana Vilca, visita la Sala de Riesgo Volcánico.

RESULTADOS INICIALES EN LA REDUCCIÓN DEL RIESGO VOLCÁNICO EN AREQUIPA

Las acciones de Com Com implementados en Arequipa entre el año 2006 y 2012, conjuntamente con las entidades nacionales, regionales y locales, han generado importantes y alentadores resultados en la reducción del riesgo volcánico en la ciudad de Arequipa. Los avances más importantes son:

a) Cambio en la percepción del riesgo volcánico

Antes del 2006, para la gran mayoría de los habitantes de Arequipa, el volcán Misti no representaba una amenaza, era más bien visto como un volcán inactivo. No olvidemos que la última erupción del Misti ocurrió en el siglo XV y que la memoria colectiva en cuanto a riesgos y desastres es muy frágil.

Entre el 2006 y 2012, el INGEMMET impulsó una importante campaña de difusión y sensibilización en Arequipa, frente al riesgo que representa el volcán Misti. Este trabajo fue realizado de manera conjunta con la MPA, el GRA, PREDES y la Municipalidad Distrital de ASA. Como consecuencia, hoy el riesgo que representa el Misti es un tema de agenda en los gobiernos locales y regionales, y para un número cada vez más creciente de pobladores, el Misti es considerado como un volcán vivo, activo y que representa una amenaza real.

b) Preparativos para hacer frente a una posible erupción del volcán Misti

Como resultado de las campañas de difusión y sensibilización del riesgo volcánico, varios distritos de Arequipa empezaron a implementar acciones de preparación frente a una posible erupción del volcán Misti. Podemos citar los más resaltantes:

- Realización del primer simulacro de evacuación por erupción volcánica, organizado por el distrito de Alto Selva Alegre, en el año 2009, y cuyos detalles se explicaron en acápite anteriores.
- Elaboración del «Plan de contingencia y evacuación del distrito de Alto Selva Alegre en caso de erupción del volcán Misti», a cargo del municipio de Alto Selva Alegre.
- Realización del segundo simulacro de evacuación por erupción volcánica, organizado por el distrito de Miraflores, durante el año 2010.
- Actualmente, la Municipalidad Provincial de Arequipa viene elaborando un plan de contingencia para hacer frente a una posible erupción del volcán Misti. El INGEMMET viene brindando asesoramiento técnico.

- El Gobierno Regional de Arequipa, la Municipalidad Provincial de Arequipa y PREDES, con el asesoramiento técnico del INGEMMET, identificaron 17 zonas en la región Arequipa, donde se ubicarían los albergues en caso se evacuara a los pobladores de Arequipa durante una erupción del Misti. Estas zonas para albergues se encuentran en las provincias de Arequipa, Ilay, Castilla, Camaná y Caylloma (Anexo N.º 8.1).

c) Incorporación del mapa de peligros del volcán Misti en el ordenamiento territorial y planes de desarrollo de la ciudad

La Municipalidad Provincial de Arequipa emitió la Ordenanza Municipal N.º 658 (Anexo N.º 8.2), de fecha 15 de noviembre de 2010, en la cual dispone que el Mapa de Peligros del volcán Misti, elaborado por el INGEMMET, sea considerado como «documento oficial de gestión» y de «uso obligatorio en la implementación del ordenamiento territorial y planificación del desarrollo de la ciudad de Arequipa». El solo hecho de que un gobierno local conozca y valore la utilidad del Mapa de Peligros del volcán Misti, ya es un avance importante en la reducción del riesgo y representa un hito a nivel internacional.

d) Acciones para mitigar la expansión urbana hacia zonas de alto peligro volcánico en el distrito de Alto Selva Alegre

Una de las principales medidas adoptadas por el distrito de Alto Selva Alegre para mitigar el crecimiento del distrito hacia zonas de alto peligro volcánico fue la emisión de la Ordenanza Municipal N.º 201-2007/MDASA, de fecha 15 de octubre de 2007 (Anexo N.º

8.3). En esta ordenanza se prohíbe la expansión urbana hacia el volcán Misti, para lo cual se define un límite mediante coordenadas UTM. Esta ordenanza fue elaborada a solicitud de los pobladores, gracias a una capacitación. Las autoridades aceptaron porque previamente también fueron capacitadas, y es un hito a nivel nacional e internacional.

Para que esta ordenanza sea de dominio público, las autoridades y pobladores implementaron la señalización de los límites e implementaron acciones de sensibilización (figs. 8.63 y 8.64).

e) Acciones para mitigar la expansión urbana hacia zonas de alto peligro volcánico en el distrito de Miraflores

También la Municipalidad Distrital de Miraflores, emitió la Ordenanza Municipal N.º 070-MDM, de fecha 07 de julio de 2008 (Anexo N.º 8.3), que prohíbe la expansión urbana del distrito hacia el volcán Misti. Esta ordenanza falta ser complementada con señalización en el terreno, y con una mayor sensibilización de los pobladores. El ejemplo de la Municipalidad de Alto Selva Alegre fue vital para esta acción.

f) Implementación del Centro de Sensibilización para la Gestión de Riesgos en Arequipa

El Centro de Sensibilización para la Gestión de Riesgos fue inaugurado el año 2011. Es el primero en su género en el país. En uno de sus ambientes funciona la Sala de Riesgo Volcánico. Solo durante el año 2011 y 2012 ha sido visitado por más de 10 mil personas. El Centro de Sensibilización jugará un papel importante en la generación de una cultura de prevención en Arequipa, principalmente en las nuevas generaciones.



Figura 8.63 Señalización de los límites de expansión urbana en el distrito de ASA, a cargo de los pobladores, con apoyo de su municipio.



Figura 8.64 Paneles que alertan sobre el límite de expansión urbana en el distrito de ASA. En la foto, funcionarios del INDECI, INGEMMET y la municipalidad de ASA inspeccionan la señalización.

CAPÍTULO IX

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES

Las conclusiones que a continuación se vierten están basadas en el cartografiado geológico, en los resultados de los análisis químicos de los productos volcánicos, en el reconocimiento de los principales dinamos eruptivos, es decir, los tipos de erupciones que podrían darse en el volcán Misti, la magnitud y frecuencia de las erupciones pasadas y los mapas de peligros elaborados.

- El volcán Misti está conformado por secuencias de flujos de lava, depósitos piroclásticos, avalanchas de escombros y depósitos volcanoclásticos, los que han sido agrupados en 4 edificios (Misti 1, Misti 2, Misti 3 y Misti 4). Durante los últimos 50 mil años, el volcán ha emplazado cerca de 10 flujos piroclásticos y 20 caídas de pómez y ceniza. La última erupción de gran magnitud ocurrió hace 2050 años, tuvo un VEI 4-5. Durante la era cristiana, el Misti ha presentado por lo menos tres erupciones: en 1784 d.C, 1787 d.C y mediados del siglo XV (esta última erupción tuvo VEI 2).
- En los productos del Misti se identifican tres tipos petrográficos: andesitas, dacitas y riolitas. Al interior de estos diferentes tipos se observan cinco grupos: andesitas con piroxeno; andesitas con piroxeno y anfíbol; andesitas con anfíbol; dacitas con anfíbol; y riolitas con biotita. Las andesitas con piroxeno y anfíbol son las más abundantes, mientras que las riolitas son bastante raras. La asociación mineral es relativamente constante, con predominio de andesitas con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, \pm clinopiroxeno, \pm ortopiroxeno, \pm olivino y óxidos de Fe-Ti.
- Los principales peligros reconocidos en el volcán Misti son los generados por caídas de ceniza y pómez, flujos de barro (lahares), flujos piroclásticos, flujos de lava y avalanchas de escombros. Para la elaboración del mapa de peligros, se consideraron seis escenarios: escenario de erupción vulcaniana con VEI 1-2; escenario de erupción subpliniana a pliniana con VEI 3-4; escenario de erupción pliniana con VEI 5-6; escenario de erupción efusiva; escenario de erupción con colapso de domos; escenario con colapso de flanco y emplazamiento de avalanchas de escombros.
- El mapa de peligros de la zona proximal (escala 1/50000) se realizó para peligros múltiples, es decir, para el emplazamiento de flujos y oleadas piroclásticas, flujos de lava, proyectiles balísticos, lahares y avalanchas de escombros. Los límites de la zona de alto peligro (rojo) se encuentran aproximadamente entre 6 y 7 km de distancia del cráter, en los flancos norte, NO y este; y entre 8 y 10 km de distancia en los flancos sur, SO, NE y SE. Los límites de la zona de moderado peligro (naranja) se encuentran aproximadamente entre 15 y 16 km del cráter hacia el oeste, SO y sur, mientras que de 9 a 13 km hacia el norte, NO, NE y SE. Finalmente, los límites de la zona de bajo peligro (amarillo) se encuentran aproximadamente entre 16 y 24 km de distancia del cráter del volcán.
- En el mapa de peligros por caídas de ceniza para una erupción de magnitud baja (VEI 2), la zona de alto peligro (rojo) se encuentra hasta una distancia de 15 km del cráter y puede ser afectada por caídas de ceniza de más de 4 cm de espesor. La zona de moderado peligro (naranja) se encuentra entre 15 y 30 km de distancia del cráter; puede ser afectada por caídas de ceniza de más de 1 cm de espesor. La zona de bajo peligro (amarillo) se ubica a más de 30 km del cráter y puede ser afectada por caídas de cenizas de menos de 1 cm de espesor.
- En el mapa de peligros por caídas de ceniza para una erupción de magnitud moderada a grande (VEI 3-6), la zona de alto peligro (rojo) se encuentra hasta una distancia de 25 km del cráter y puede ser afectada por caídas de ceniza y lapilli de pómez de más de 20 cm de espesor durante erupciones con VEI 3 a 4. La zona de moderado peligro (naranja) se encuentra entre 25 y 55 km de distancia del cráter; puede ser afectada por caídas de ceniza y piedra pómez de más de 10 cm de espesor durante erupciones de magnitud grande con VEI 5-6. La zona de bajo peligro (amarillo) se ubica aproximadamente entre 55 y 83 km del cráter y puede ser afectada por caídas de cenizas de entre 7 y 10 cm de espesor durante erupciones grandes con VEI 6.
- El mapa de peligro por emplazamiento de flujos de barro o lahares muestra una zona de color rojo y otra de color naranja. La zona roja es de alcance local; puede generarse durante erupciones de magnitud pequeña a moderada (con VEI 2-4) durante precipitaciones fuertes y/o por el colapso del flanco NO del volcán Misti, que provocaría el represamiento del río

Chili en la zona del cañón. Los lahares que se muestran en color naranja son de alcance regional. Pueden generarse durante erupciones de gran magnitud con VEI 5-6.

- Durante los últimos 4 años, se ha difundido y socializado el mapa de peligros del volcán Misti. Para ello se han distribuido más de 4 mil ejemplares en diversas instituciones de la ciudad de Arequipa y hoy es una herramienta de gestión de la Municipalidad Provincial de Arequipa (Ordenanza Municipal N.º 658-MPA); también viene siendo utilizado en la implementación de acciones de reducción del riesgo volcánico, el ordenamiento territorial de la ciudad y varios proyectos de desarrollo.

RECOMENDACIONES

Las principales recomendaciones son las siguientes:

- Se recomienda continuar e intensificar la difusión y socialización del mapa de peligros del volcán Misti en la ciudad de Arequipa, principalmente en organismos como instituciones educativas, municipios, comisarías de la PNP, centros de salud, empresas privadas, fuerzas armadas, entre otros.
- Con la finalidad de reducir el riesgo de desastres de origen volcánico en la ciudad de Arequipa, se recomienda se elaboren los Planes de Contingencia y Planes de Evacuación en todos los distritos de la Provincia de Arequipa. También estos planes deben ser elaborados por la Municipalidad Provincial de Arequipa y en su elaboración debe ser utilizado el mapa de peligros del volcán Misti. En estos planes deben incluirse rutas de evacuación, sitios de refugio, aspectos logísticos, entre otros.
- Se recomienda que las autoridades y pobladores implementen políticas efectivas a fin de limitar el crecimiento urbano de la ciudad de Arequipa en zonas de alto peligro volcánico, del mismo modo se detenga el crecimiento urbano en zonas cercanas al volcán Misti. Para este fin es recomendable puedan aplicar la metodología seguida en el distrito de Alto Selva Alegre: ubicó hitos con coordenadas UTM para definir el límite urbano del distrito e implementó la señalización de zonas de alto riesgo volcánico, lo cual contribuyó en la toma de conciencia de los pobladores.
- Se recomienda que el mapa de peligros del volcán Misti sea adecuadamente utilizado en la elaboración del Plan de Desarrollo Metropolitano y del Plan Director de la Provincia de Arequipa.
- En el marco de la Ley N.º 29869, de Reasentamiento Poblacional Para Zonas de Muy Alto Riesgo No Mitigable, recomendamos a las autoridades e instituciones competentes se identifiquen zonas de alto riesgo volcánico en la ciudad de Arequipa, a fin de evaluar su posible reasentamiento.
- Se recomienda continuar y mejorar los sistemas de monitoreo volcánico del volcán Misti, el cual debe ser de carácter multidisciplinario y deben contar con datos en tiempo real, de todas las técnicas de monitoreo volcánico. El objetivo de este monitoreo debe ser contar con una capacidad real de pronóstico de erupción volcánica, a fin de evitar un desastre de origen volcánico.
- Se recomienda que se implemente un Sistema de Alerta Temprana (SAT) frente a una potencial erupción del volcán Misti. Este SAT debe contar con los cuatro componentes, como se establece en la Ley y Reglamento del Sistema Nacional de Gestión de Riesgos de Desastres (SINAGERD): a) conocimiento y vigilancia en tiempo real de las amenazas; b) servicio de seguimiento y alerta; c) difusión y comunicación; y d) capacidad de respuesta.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguilera, E.; Almeida, E.; Balseca, W.; Barberi, F.; Innocenti, F., et al. (1988) - El Reventador: an active volcano in the sub-andean zone of Ecuador. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 43: 853-875.
- América Economía (2011) – Especial Ciudades: ciudades B: Arequipa. En: *América Economía* (en línea). (consulta: 25 enero 2011). Disponible en: <http://rankings.americaeconomia.com/2011/ciudades/ciudades_b_arequipa.php>
- Arequipa. Autoridad Autónoma de Majes (2010) – Reporte estación Represa Aguada Blanca (en línea). Arequipa: Autoridad Autónoma de Majes. (consulta: 15 enero 2011). Disponible en: <www.autodema.gob.pe>
- Arequipa. Municipalidad Provincial (2002) - *Plan Maestro del Centro Histórico de Arequipa*. Arequipa: Municipalidad Provincial, 3 vols. Convenio Agencia Española de Cooperación Internacional y Municipalidad Provincial de Arequipa
- Ballón, T. (1972) - *Paleomagnetismo de las rocas volcánicas de Arequipa*. Tesis Ingeniero, Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, 70 p.
- Barazangi, M. & Isacks, B.L. (1979) - Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 57(3): 537-555.
- Barriga, V. (1951) - *Los terremotos en Arequipa, 1582-1868*. Arequipa: La Colmena, 426 p.
- Benavides, V. (1962) - Estratigrafía Pre-terciaria de la región de Arequipa. En: Congreso Nacional de Geología, 2, Lima, 1960. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (38):5-63.
- Bindeman, I.N.; Ponomareva, V.V.; Bailey, J.C. & Valley, J.W. (2004) - Volcanic arc of Kamchatka: a province with high $\delta^{18}\text{O}$ magma sources and large scale $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ depletion of the upper crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(4): 841-865.
- Boily, M.; Brooks, C.; Ludden, J.N. & James, D.E. (1989) - Chemical and isotopic evolution of the Coastal Batholith of southern Peru. *Journal of Geophysical Research*, 94(B9): 12483-12498.
- Boily, M.; Ludden, J.N. & Brooks, C. (1990) - Geochemical constraints on the magmatic evolution of the pre- and post-Oligocene volcanic suites of southern Peru: implications for the tectonic evolution of the central volcanic zone. *Geological Society of America Bulletin*, 102(11): 1565-1579.
- Brantley, S.R. & Glicken, H. (1986) - Volcanic debris avalanches. *Earthquakes & Volcanoes*, 18(5): 195-206.
- Cacya, L.; Mariño, J.; Rivera, M. & Thouret, J.-C. (2007) – La erupción pliniana «Autopista» del volcán Misti (21,000-11,000 años AP). *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (102): 25-42.
- Calancha, A. de la (1638) - Coronica moralizada del Orden de San Augustin en el Peru con sucesos egenplares en esta Monarquía ... Barcelona: Pedro Lacavallería, 30, 924 p.
- Cárdenas, A. (1972) - *Rocas neovolcánicas de Arequipa*. Tesis Ingeniero, Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, 124 p.
- Carn, S.A.; Pallister, J.S.; Lara, L.; Ewert, J.W.; Watt, S., et al. (2009) - The unexpected awakening of Chaitén volcano, Chile. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 90(24): 205-206.
- Cas, R.A.F. & Wright, J.V. (1995) - *Volcanic successions: modern and ancient*. London: Chapman & Hall, 528 p.
- Cereceda, C. & Mariño, J. (2008) – Estudio de flujos de escombros volcánicos en el valle del río Chili, sector Chapi Chico-Uchumayo (Arequipa). En: Congreso Peruano de Geología, 14 & Congreso Latinoamericano de Geología, 13, Lima, 2008. *Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 6 p.
- Chang, Y.-H. (2007) - O-Isotopes as tracer for assimilation processes in different magmatic regimes (El Misti, S. Peru and Tapaaca, N. Chile). Thesis, Geowissenschaftliches Zentrum, Universität Göttingen, Göttingen, 51 p.

- Charbonnier, S.J. & Gertisser, R. (2008) - Field observations and surface characteristics of pristine block-and-ash flow deposits from the 2006 eruption of Merapi volcano, Java, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(4): 971-982.
- Chávez, J. (1992) - *La erupción del volcán Misti. Pasado, presente, futuro*. Arequipa: Imp. Zenit, 158 p.
- Cobeñas, G. (2009) – *Étude des produits de l'éruption plinienne du Misti, Pérou (ca. 2050 ans BP)*. Master 2 Recherche, Université Blaise Pascal-Clermont Ferrand I, 51 p.
- Cobeñas, G.; Thouret, J.-C.; Bonadonna, C. & Boivin, P. (2012) - The c.2030 yr BP Plinian eruption of El Misti volcano, Peru: eruption dynamics and hazard implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 241–242: 105–120.
- Cobo, Fray B. (1956) - *Historia del Nuevo Mundo*. Madrid: Ed. Atlas, 2 t., Biblioteca de Autores Españoles, t. 91-92.
- Cotten, J.; Le Dez, A.; Bau, M.; Caroff, M.; Maury, R.C., et al. (1995) - Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: Evidence from French Polynesia. *Chemical Geology*, 119(1-4): 115–138.
- Crandell, D.R. (1980) - Recent eruptive history of Mount Hood, Oregon, and potential hazards from future eruptions. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1492, 81 p.
- Davidson, J.P.; McMillan, N.J.; Moorbath, S.; Wörner, G.; Harmon, R.S. & López, L. (1990) - The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile) II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105(4): 412-432.
- Davidson, J.P.; Harmon, R.S. & Wörner, G. (1991) - The source of central Andean magmas; some considerations. En: Harmon, R.S. & Rapela, C.W., eds. *Andean magmatism and its tectonic setting*. Boulder, CO: Geological Society of America, Special Paper 265, p. 233-243.
- Davis, B.T.C. & Boyd, F.R. (1966) - The join $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. *Journal of Geophysical Research*, 71(14): 3567-3576.
- De la Cruz, J. & Herrera, I. (2000) - *Mapa geológico del cuadrángulo de Characato (33-t)*, escala 1:50000. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 4 mapas.
- Delacour, A.; Gerbe, M.-C.; Thouret, J.-C.; Wörner, G. & Paquereau, P. (2007) - Magma evolution of Quaternary minor volcanic centres in southern Peru, Central Andes. *Bulletin of Volcanology*, 69(6): 581-608.
- Delaite, G.; Thouret, J.-C.; Sheridan, M.F.; Labazuy, P.; Stinton, A., et al. (2005) - Assessment of volcanic hazard of El Misti and in the city of Arequipa, Peru, based on GIS and simulations, with emphasis on lahars. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., supplement*, 140: 209-231.
- DePaolo, D.J. (1981) - Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2): 189-202.
- De Silva, S.L., Francis, P.W. (1991) - *Volcanoes of the Central Andes*. Berlin: Springer-Verlag, 216 p.
- Feeley, T.C. & Hacker, M.D. (1995) - Intracrustal derivation of Na-rich andesitic and dacitic magmas: an example from volcan Ollagüe, Andean Central Volcanic Zone. *Journal of Geology*, 103(2): 213–225.
- Feeley, T.C. & Sharp, Z.D. (1995) - $^{18}O/^{16}O$ isotope geochemistry of silicic lava flows erupted from Volcán Ollagüe, Andean Central Volcanic Zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 133(3-4): 239-254.
- Finizola, A.; Lénat, J.-F.; Macedo, O.; Ramos, D.; Thouret, J.-C. & Sortino, F. (2004) - Fluid circulation and structural discontinuities inside Misti volcano (Peru) inferred from self-potential measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 135(4): 343–360.
- Forget, M. (2004) - *Cartographie géomorphologique des phénomènes volcaniques et glaciaires sur le massif du Chachani, Région d'Arequipa, Pérou*. Master Mémoire, Université Louis Pasteur, Strasbourg & Université Blaise Pascal-Clermont II, 105 p.
- Francis, P.W. (1993) – *Volcanoes: a planetary perspective*. New York: Oxford University Press, 443 p.
- García, F. & Parrot, J.-F. (1998) - Analyse tomographique d'un édifice volcanique récent: Misti (Pérou). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II: Sciences de la Terre et des Planètes*, 327(7): 457–462.
- Gerbe, M.-C. & Thouret, J.-C. (2004) - Role of magma mixing in the petrogenesis of lavas erupted during the 1990-98 explosive activity of Nevado Sabancaya, southern Peru. *Bulletin of Volcanology*, 66(6): 541-561.

- Glicken, H. (1996) - Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens volcano. *U.S. Geological Survey, Open-File Report 96-677*, 90 p.
- Guevara, C. (1969) - Geología del cuadrángulo de Characato (hoja 33t). *Servicio de Geología y Minería, Boletín* 23, 53 p.
- Guillande, R.; Thouret, J.-C.; Huamán, D. & Le Guern, F. (1992) - *L'activité éruptive actuelle du volcan Nevado Sabancaya (Sud du Pérou) et l'évaluation des menaces et des risques: géologie, cartographie et imagerie satellitaire*, informe inédito. Paris: Ministère de L'Environnement et Centre National d'Etudes Spatiales, 120 p.
- Gutiérrez, R. (1992) - *Evolución histórica urbana de Arequipa 1540-1990*. Lima: Epígrafe Editores, 50 p.
- Hall, M. (1980) - El Reventador, Ecuador: un Volcán activo de los Andes Septentrionales. *Revista Politécnica*, 5(2): 123-136.
- Hammarstrom, J.M. & Zen, E. (1986) - Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71(11-12): 1297-1313.
- Hantke, G. & Parodi, A. (1966) - *Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields, part. XIX: Colombia, Ecuador and Peru*. Rome: IAVCEI, 73 p.
- Harmon, R.S.; Thorpe, R.S. & Francis, P.W. (1981) - Petrogenesis of Andean andesites from combined O-Sr relationships. *Nature*, 290(5805): 396-399.
- Harmon, R.S. & Hoefs, J. (1984) - Oxygen isotope ratios in late Cenozoic Andean volcanics. En: Harmon, R.S. & Barreiro, B.A., eds. *Andean magmatism: chemical and isotopic constraints*: Nantwich: Shiva Publishing, p. 9-20.
- Harmon, R.S. & Hoefs, J. (1995) - Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global 18O systematics of basalts from different geotectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120(1): 95-114.
- Harpel, C.J.; De Silva, S.L. & Salas, G. (2011) - *The 2 ka eruption of Misti volcano, southern Peru – the most recent plinian eruption of Arequipa's iconic volcano*. Boulder, CO: Geological Society of America, 72 p. Special Paper, 484.
- Haschke, M.; Siebel, W.; Günther, A. & Scheuber, E. (2002) - Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile (21°-26° S). *Journal of Geophysical Research*, 107(B1), 18 p.
- Hildreth, W. & Moorbath, S. (1988) - Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(4): 455-489.
- Hoblitt, R.P.; Walder, J.S.; Driedger, C.L.; Scott, K.M.; Pringle, P.T. & Vallance, J.W. (1995) - Volcano hazards from Mount Rainier, Washington. *U.S. Geological Survey, Open File Report 95-273*, 10 p.
- Hollister, L.S.; Grissom, G.C.; Peters, E.K.; Stowell, H.H. & Sisson, V.B. (1987) - Confirmation of the empirical correlation of A1 in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72(3-4): 231-239.
- Instituto Nacional de Estadística e Informática (2005) - *X Censo de Población y V de Vivienda* (en línea). Lima: INEI. (consulta: 08 de junio 2012). Disponible en: <<http://www.inei.gob.pe/estadisticas/censos/>>
- Instituto Nacional de Estadística e Informática (2007) - *XI Censo de Población y VI de Vivienda* (en línea). Lima: INEI. (consulta: 20 julio 2012). Disponible en: <<http://www.inei.gob.pe/estadisticas/censos/>>
- Isacks, B.L. (1988) - Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93(B4): 3211-3231.
- James, D.E. (1971) - Plate tectonic model for the evolution of the central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 82(12): 3325-3346.
- James, D.E. (1982) - A combined O, Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element study of crustal contamination in central Andean lavas, I. Local geochemical variations. *Earth and Planetary Science Letters*, 57(1): 47-62.
- Jenks, W.F. (1948) - Geología de la hoja de Arequipa al 200,000. Geology of the Arequipa Quadrangle of the Carta Nacional del Perú. *Instituto Geológico del Perú, Boletín* 9, 204 p.
- Jiménez, P.; Amézaga, J.; Rotting, T. & Guzmán, E. (2010) - *El río Chili: Cuenca árida con presencia minera*. Arequipa: Universidad Nacional de San Agustín, 161 p.
- Kaneoka, I. & Guevara, C. (1984) - K-Ar age determinations of late Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, southern Peru. *Geochemical Journal*, 18(5): 233-239.
- Kay, S.M.; Mpodosiz, C. & Coira, B. (1999) - Neogene magmatism, tectonics, and mineral deposits of the Central Andes (22 to 33° S). En: Skinner, B.J., ed. *Geology and ore deposits*

- of the Central Andes. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Special Publication 7, p. 27-59.
- Kiebal, A.; Heumann, A. & Wörner, G. (2005) - Taapaca Volcanic Complex (North Chile) versus El Misti volcano (South Peru) distinct evolution of two CVZ volcanoes and a comparison based on U-series isotopes. *Geophysical Research Abstracts*, 7, EGU05-A-09923.
- Kono, M.; Fukao, Y. & Yamamoto, A. (1989) - Mountain building in the Central Andes. *Journal of Geophysical Research*, 94(B4): 3891-3905.
- Kuno, H., (1968) - Differentiation of basaltic magmas. En: Hess, H.H. & Poldervaart, A. eds. *Basalts: the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*. New York: Interscience Publishers, vol. 2, p. 623-688.
- 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 diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745-750.
- Lefèvre, Ch. (1979) - *Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (Sud) du Miocène à l'actuel (zonation et pétrogenèse des andésites et shoshonites)*. Thèse Docteur, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Académie de Montpellier, 555 p.
- Legendre, Ch. (1999) - *Pétrogenèse du volcan «Misti Moderne» (Sud Pérou): essai de caractérisation de l'évolution pétro-géochimique et chronologique*. Mémoire, Institut Géologique Albert de Lapparent, Cergy (France), 88 p.
- Legros, F. (1994) - *Évaluation des risques éruptifs Application au Volcan el Misti (Axe Volcanique Sud-peruvien)*. Mémoire DEA Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, Université Blaise-Pascal, Clermont Ferrand, 98 p.
- Legros, F. (1998) - *Téphrostratigraphie du volcan Misti (Pérou) et modélisation des écoulements pyroclastiques*. Thèse Docteur, Université Blaise Pascal-Clermont Ferrand II, 154 p.
- Legros, F.; Cantagrel, J.M. & Devouard, B (2000) - Pseudotachylite (frictionite) at the base of the Arequipa volcanic landslide deposit (Peru): implications for emplacement mechanisms. *Journal of Geology*, 108(5): 601-611.
- Legros, F. (2001) - Tephra stratigraphy of Misti volcano, Peru. *Journal of South American Earth Science*, 14(1): 15-29.
- Linares, E. (1990) - *Arequipa tierra mía*. Arequipa: Correo, 304 p.
- Lindsley, D.H. & Andersen, D.J. (1983) - A two-pyroxene thermometer. *Journal of Geophysical Research*, 88(S02): A887-A906.
- Loewy, S.L.; Connelly, J.N. & Dalziel, I.W.D. (2004) - An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla basement of the Central Andean margin of South America. *Geological Society of America Bulletin*, 116(1-2): 171-187.
- Macedo, L. (1994) - *Peligro volcánico potencial del Misti*. Tesis Ingeniero, Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, 112 p.
- Mamani, M.; Tassara, A. & Wörner, G. (2008) - Composition and structural control of crustal domains in the Central Andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3): 13 p. DOI: 10.1029/2007GC001925.
- Mamani, M.; Wörner, G. & Sempere, T. (2010) - Geochemical variation in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America Bulletin*, 122(1-2): 162-182.
- Mariño, J. (2002) - *Estudio geológico vulcanológico y evaluación de peligros del volcán Ticsani (sur de Perú)*. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima. 160 p.
- Mariño, J. & Thouret, J.C. (2003) - Geología, historia eruptiva y evaluación de peligros del volcán Ticsani (sur del Perú). *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (95): 7-31.
- Mariño, J.; Rivera, M.; Thouret, J.-C.; Cacya, L.; Siebe, C., et al. (2006a) - Evaluación de peligros volcánicos y elaboración del mapa de peligros del volcán Misti (Arequipa). En: Congreso Peruano de Geología, 13, Lima, 2006. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 673-675.
- Mariño, J.; Rivera, M.; Cacya, L. & Cruz, V. (2006b) - *Evaluación de seguridad física de áreas aledañas al volcán Ubinas (2006)*, informe inédito. Lima: INGEMMET, 26 p. (disponible en DGAR INGEMMET)
- Mariño, J.; Rivera, M.; Cacya, L.; Macedo, L.; Thouret, J.-C., et al. (2008) - *Geología y evaluación de peligros volcánicos del volcán Misti*, informe inédito. Lima: INGEMMET, 44 p. (disponible en DGAR INGEMMET).
- Mariño, J.; Rivera, M.; Macedo, O.; Masías, P.; Antayhua, Y. & Thouret, J.C. (2011) - Gestión de la crisis eruptiva del volcán Ubinas 2006-2008. *INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica*, 45, 199 p.

- Martignole, J. & Martelat, J.E. (2003) - Regional-scale Grenvillian-age UHT metamorphism in the Mollendo-Camana block (basement of the Peruvian Andes). *Journal of Metamorphic Geology*, 21(1): 99-120.
- Masías, P.; Antayhua, Y.; Ramos, D. & Apaza, F. (2011) – *Vigilancia de la fenomenología del volcán Misti*, informe inédito. Lima: INGEMMET, 55 p. (disponible en DGAR INGEMMET).
- McCulloch, M.T. & Gamble, A.J. (1991) - Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3-4): 358-374.
- Mering, C.; Huamán, D.; Chorowicz, J.; Deffontaines, B. & Guillaude, R. (1996) - New data on the geodynamics of southern Perú from computerized analysis of SPOT and SAR ERS-1 images. *Tectonophysics*, 259(1-3): 153-169.
- Moore, N.D. (1984) - Potassium-Argon ages from the Arequipa segment of the coastal batholith of Peru and their correlation with regional tectonic events. *Journal of the Geological Society London*, 141(3): 511-519.
- Moreno, H. (2002) - Mapas de peligros volcánicos: elaboración, significado, alcances y utilización. En: Simposio Internacional de Geología Ambiental para Planificación del Uso del Territorio, Puerto Varas, 2002. *Resúmenes extendidos*, p. 11-15.
- Muñoz, F. & Ellerbeck, M. (2005) - Plan de acción subproyecto comunicación Proyecto MAP:GAC (CD-ROM). En: Congreso Latinoamericano de Geología, 12, Quito, 2005. *Resúmenes extendidos*. Quito: Colegio de Ingenieros Geólogos, de Minas, Petróleos y Ambiental, 10 p.
- Murúa, M. (2001) - *Historia General del Perú*, Edición de Manuel Ballesteros Gaibrois. Madrid: Dastin, 573 p. *Crónicas de América*, 35.
- Myers, B.; Brantley, S.R.; Stauffer, P. & Hendley, J.W., II (2000) - Cuáles son las amenazas o peligros volcánicos? Traducido del USGS Fact Sheet 002-97 (1998) por G. Ceballos, A. Cuevas y C. Gavilanes. *U.S. Geological Survey Fact Sheet* 144-00.
- Naranjo, J.; Sigurdsson, H.; Carey, S.N. & Fritz, W. (1986) - Eruption of the Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, on 13 November 1985: tephra fall and lahars. *Science*, 233(4767): 961-963.
- Navarro, P. (2000) - *Cartografía geológica, historia eruptiva y evaluación de las amenazas volcánicas del estrato-volcán Misti*. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, 198 p.
- Neira, M. (1990) - Historia general de Arequipa. Arequipa: Fundación M.J. Bustamante de la Fuente, 824 p.
- Newhall, C.G.; Daag, A.S.; Delfin, F.G.; Hoblitt, R.P.; McGeehin, J., et al. (1996) - Eruptive history of Mount Pinatubo. En: Newhall, C.G. & Punongbayan, R.S., eds. *Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo*. Quezon City: Philippine Institute of Volcanology and Seismology; Seattle, WA: University of Washington Press, p. 165-195.
- Newhall, C.G. & Self, S. (1982) - The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 87(C2): 1231-1238.
- Neyra, G. & Baldarrago, E. (2005) - *Una aproximación a la conducta fiscal de los gobiernos municipales de Arequipa*. Arequipa: Consorcio de Investigación Económica y Social – CIES, Universidad Nacional de San Agustín, 52 p.
- Norabuena, E.; Dixon, T.H.; Stein, S. & Harrison, C.G.A. (1999) - Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific plate motions. *Geophysical Research Letters*, 26(22): 3405-3408.
- Paquereau, P.; Thouret, J.-C.; Wörner, G. & Fornari, M. (2006) - Neogene and Quaternary ignimbrites in the area of Arequipa, southern Peru: stratigraphical and petrological correlations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154(3-4): 251-275.
- Parodi, A. (1965) – *Volcanes*. *Revista de la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa*, 30 p.
- Peccerillo, P. & Taylor, S.R. (1976) - Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area. Northern Turkey. Contributions to *Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63–81.
- Pierson, T.C. & Scott, K.M. (1999) - *Superficial hydrologic hazards and volcanoes: Debris avalanches, lahars and floods: Processes, interpretation of deposits, and techniques of hazard assessment and mitigation*. US Geological Survey Open-File Report. 137 p.
- Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas. Grupo de Mapeo de Amenazas (2008) – Lineamientos para la preparación, representación y socialización de mapas de amenazas/peligros geológicos. En: Proyecto Multinacional Andino:

- Geociencias para las Comunidades Andinas, *Experiencias andinas en mitigación de riesgos geológicos*. Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, 6, p. 95-106.
- Putirka, K.D. (2008) - Thermometers and barometers for volcanic systems. En: Putirka, K.D. & Tepley F.J., eds. *Minerals, inclusions and volcanic processes*. Washington, DC: Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 69, p. 61-120.
- Ridolfi, F.; Renzulli, A. & Puerini, M. (2010) - Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(1): 45-66.
- Rivera, M. (1998) - *El volcán Ubinas (sur del Perú): geología, historia eruptiva y evaluación de las amenazas volcánicas actuales*. Tesis Ingeniero Geólogo., Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, 129 p.
- Rivera, M.; Thouret, J.C.; Mariño, J.; Berolatti, R. & Fuentes, J. (2010a) - Characteristics and management of the 2006-2008 volcanic crisis at the Ubinas volcano (Peru). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198(1-2): 19-34.
- Rivera, M. (2010b) - *Genèse et évolution des magmas andésitiques à rhyodacitiques récents des volcans Misti et Ubinas (Sud du Pérou)*. Thèse Docteur, Université Blaise Pascal-Clermont Ferrand II, 407 p.
- Ruprecht, P. & Wörner, G. (2007) - Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: el Misti stratovolcano and Andahua monogenetic cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 165(3-4): 142-162
- Salas, G. (2000) - *Mapa geológico del cuadrángulo de Arequipa (33-s)*, escala 1:50000. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 4 mapas.
- Schmidt, M.W. (1992) - Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(2-3): 304-310.
- Scott, W.E.; Pierson, T.C.; Schilling, S.P.; Costa, J.E.; Gardner, C.A., et al. (1997) - Volcano hazards in the Mount Hood region, Oregon. *U.S. Geological Survey, Open File Report 97 89*, 16 p.
- Sévrier, M. & Soler, P. (1991) - Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the Present. En: Harmon, R.S. & Rapela, C.W., eds. *Andean magmatism and its tectonic setting*. Boulder, CO: Geological Society of America, Special Paper 265, p. 259-278.
- Siebert, L. (1984) - Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 22(3-4): 163-197.
- Sigurdsson, H.; Houghton, B.F.; McNutt, S.R.; Rymer, H. & Stix, J. (2000) - *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, CA: Academic Press, 1417 p.
- Simkin, T. & Siebert, L. (1994) - *Volcanoes of the world: a regional directory, gazetteer, and chronology of volcanism during the last 10,000 years*. 2a. ed. Tucson, AR: Geoscience Press, 349 p.
- Smith, D.R. & Leeman, W.P. (1993) - The origin of Mount St. Helens andesites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 55(3-4): 271-303.
- Somoza, R. (1998) - Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the Central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3): 211-215.
- Sorensen, E.V. & Holm, P.M. (2008) - Petrological inferences on the evolution of magmas erupted in the Andagua Valley, Peru (Central Volcanic Zone). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(2): 378-396.
- Stewart, J.W.; Evernden, J.F. & Snelling, N.J. (1974) - Age determinations from Andean Peru: a reconnaissance survey. *Geological Society of America Bulletin*, 85(7): 1107-1116.
- Suaña, E. (2012) - *Evolución tefroestratigráfica, petrológica y geoquímica del complejo volcánico Chachani, Arequipa-Perú*. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, 302 p.
- Sun, S. & McDonough, W.F. (1989) - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D. & Norry, M.J., eds. *Magmatism in the ocean basins*. London: Geological Society, Special Paper 42, p. 313-345.
- Suni, J. (1999) - *Estudio geológico y vulcanológico del volcán Misti y sus alrededores*. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional San Agustín, Arequipa, 179 p.

- Taylor, H.P. (1986) - Igneous rocks: II. Isotopic case studies of Circumpacific magmatism. En: Valley, J.W.; Taylor, H.P.; O'Neil, J.R., eds. *Stable isotopes in high temperature geological processes*. Washington, DC: Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 16, p. 273-317.
- Tepley, F.J.; De Silva, S.L. & Salas, G. (2013) - Magma dynamics and petrological evolution leading to the VEI 5 2000 bp eruption of El Misti volcano, southern Peru. *Journal of Petrology*, 54(10): 2033-2065.
- Thornburg, T.M., Kulm, L.D. (1987) - Sedimentation in the Chile trench: depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, 98(1): 33-52.
- Thouret, J.-C. (1990) - Effects of the November 13, 1985 eruption on the snow pack and ice cap of Nevado del Ruiz volcano, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41(1-4): 177-201.
- Thouret, J.-C.; Guillaude, R.; Huamán, D.; Gourgaud, A.; Salas, G. & Chorowicz, J. (1994) - L'activité actuelle du Nevado Sabancaya (Sud Pérou): reconnaissance géologique et satellitaire, évaluation et cartographie des menaces volcaniques. *Bulletin Société Géologique de France*, 165(1): 49-63.
- Thouret, J.C.; Dávila, J. & Eissen, J.P. (1999) - Largest explosive eruption in historical times in the Andes at Huaynaputina volcano, A.D. 1600, southern Peru. *Geology*, 27(5): 435-438.
- Thouret, J.C.; Finizola, A.; Fornari, M.; Legeley-Padovani, A.; Suni, J. & Frechen, M. (2001) - Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 113(12): 1593-1610.
- Thouret, J.C.; Rivera, M.; Wörner, G.; Gerbe, M.C.; Finizola, A., et al. (2005) - Ubinas: the evolution of the historically most active volcano in southern Peru. *Bulletin of Volcanology*, 67(6): 557-589.
- Thouret, J.-C.; Mamani, M.; Wörner, G.; Paquereau-Lebti, P.; Gerbe, M.-C., et al. (2008) - Neogene ignimbrites and volcanic edifices in southern Peru: Stratigraphy and time-volume-composition relationships. En: International Symposium on Andean Geodynamics, 7. Nice, 2008. *Extended abstracts*. Paris: IRD Éditions, p. 545-548.
- Tilling, R.I., ed. (1993) - *Apuntes para un curso breve sobre los peligros volcánicos*, Santa Fé, Nuevo México, 2-3 julio 1989. [s.l.]: Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos, 125 p.
- Torres, P.; Alván, A. & Acosta, H. (2008) - The Proterozoic basement of the Arequipa massif, southern Peru: Lithologic domains and tectonics. En: International Symposium on Andean Geodynamics, 7. Nice, 2008. *Extended abstracts*. Paris: IRD Éditions, p. 549-552.
- Tort, A. & Finizola A. (2005) - The buried caldera of Misti volcano, Peru, revealed by combining a self-potential survey with elliptic Fourier function analysis of topography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141(3-4): 283-297.
- Tosdal, R.M. (1996) - The Amazon-Laurentian connection as viewed from the Middle Proterozoic rocks in the central Andes, western Bolivia and northern Chile. *Tectonics*, 15(4): 827-842.
- Ui, T.; Takarada, S. & Yoshimoto, M. (2000) - Debris avalanches. En: Sigurdsson, H.; Houghton, B.F.; McNutt, S.R., Rymer, H. & Stix, J., eds. *Encyclopedia of volcanoes*. San Diego, CA: Academic Press, p. 617-626.
- Vargas, L. (1970) - Geología del cuadrángulo de Arequipa. *Servicio de Geología y Minería, Boletín* 24, 64 p.
- Vatin-Pérignon, N.; Oliver, R.A.; Goemans, P.; Keller, F.; Briquieu, L. & Salas, G. (1992) - Geodynamic interpretations of plate subduction in the northernmost part of the Central Volcanic Zone from the geochemical evolution and quantification of the crustal contamination of the Nevado Solimana volcano, southern Peru. *Tectonophysics*, 205(1-3): 329-355.
- Walker G.P.L. (1971) - Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *The Journal of Geology*, 79(6): 696-714.
- Walker, G.P.L. (1973) - Lengths of lava flows. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 274(1238): 107-118.
- Wasteneys, H.A.; Clark, A.H.; Farrar, E. & Langridge, R.J. (1995) - Grenvillian granulite-facies metamorphism in the Arequipa Massif, Peru: a Laurentia-Gondwana link. *Earth and Planetary Science Letters*, 132(1-4): 63-73.
- Weatherbase (2011) - *weather records and averages* (en línea). (consulta: 20 enero 2011). Disponible en: <<http://www.weatherbase.com/weather/weather.php3?s=25748&cityname=Arequipa-Peru>>
- Wegner, W. & Ruprecht, P. (2003) - *Volcanic geology and valley history of Rio Chili canyon, Arequipa (southern Peru)*.

Thesis, Geowissenschaftliches Zentrum, Universität Göttingen, Göttingen, 84 p.

Wells, P.R.A. (1977) - Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 62(2): 129–139.

Wilson, M. (1989) - *Igneous petrogenesis. a global tectonic approach*. London: Unwin Hyman, 466 p.

Wood, B.J. & Banno, S. (1973) - Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and

complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42(2) 109-124.

Wörner, G. (1991) - Le volcanisme andin. *La Recherche*, (228): 38-45.

Zamácola y Jáuregui, J. (1958) - *Apuntes para la historia de Arequipa (1804)*. Arequipa: Primer festival del libro arequipeño, 98 p.

ANEXOS

Anexo Resultados de análisis químicos

Anexo 8.1 Ordenanza Municipalidad Provincial de Arequipa

Anexo 8.2 Ordenanza Municipalidad ASA

Anexo 8.3 Ordenanza Municipalidad de Miraflores

Anexo 8.4 Zonas para albergues y su ubicación

Anexo Resultados de análisis químicos

N° MUESTRA	MI-05-03	MI-05-19	MI-05-22	MI-05-47	MI-05-110	MI-05-139	MI-05-15	MI-05-24	MI-05-32	MI-05-45	MI-05-51	MI-05-84	MI-05-108
Descripción	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava en río Chili	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Pómez	Pómez
Ubicación	232560 8187250	234278 8184935	233727 8186588	232903 8191410	242836 8185645	234198 8195121	236390 8194264	237532 8190549	239406 8190513	235400 8193958	241624 8190111	234930 8183777	242761 8185647
Unidad	Misti-1 G-1	Misti-2 G-2.1	Misti-2 G-2.1	Misti-2 G-2.1	Misti-2 G-2.2	Misti-2 G-2.1	Misti-2	Misti-2 G-2.3	Misti-3 G-3.1				
SiO ₂	61.0	60.6	60.0	61.9	60.2	61.1	59.5	57.8	59.4	60.1	59.6	59.6	59.7
Al ₂ O ₃	17.0	17.0	18.0	16.3	17.4	17.1	17.2	17.3	18.0	17.1	17.7	17.4	17.4
TiO ₂	0.79	0.81	0.69	0.74	0.74	0.76	0.81	0.87	0.76	0.78	0.72	0.72	0.50
MnO	0.08	0.07	0.08	0.09	0.10	0.10	0.07	0.10	0.10	0.09	0.08	0.08	0.11
Fe ₂ O ₃	5.38	5.36	4.80	5.41	3.01	1.82	5.38	6.64	5.77	5.59	5.53	5.53	3.14
FeO					2.58	3.44							2.66
CaO	5.81	5.79	6.80	4.18	5.62	5.26	5.77	6.54	6.16	6.00	6.26	6.26	5.82
MgO	2.15	2.22	2.31	1.63	2.64	2.67	2.37	3.32	2.82	2.41	2.26	2.26	2.91
K ₂ O	2.76	2.82	1.79	3.06	2.23	2.41	2.42	1.78	1.80	2.14	2.08	2.08	1.97
Na ₂ O	3.36	3.29	4.24	4.18	4.59	4.14	4.00	3.60	3.87	4.18	4.13	4.13	3.96
P ₂ O ₅					0.22	0.3							0.16
H ₂ O	0.16	0.24	0.18	0.26	0.05	0.12	0.15	0.21	0.20	0.11	0.14	0.14	0.05
PxCl	0.79	1.00	0.26	0.97	0.45	0.61	0.69	0.59	0.46	0.87	0.72	0.72	0.87
Total	99.28	99.20	99.15	98.72	99.83	99.83	98.36	98.75	99.34	99.37	99.22	99.22	99.25
Rb	83.1	79.2	44.4	66.4	47.2	52.8	57	43.6	42.7	56.3	49.9	43.7	44.8
Sr	473	505	631	598	895	943	753	661	640	715	702	814	827
Ba	912	934	940	1200	923	1050	1160	1010	1010	1070	1030	929	822
Sc	14	15	11	5	9	9	9	10	10	9	11	11	11
V	140	122	122	64	115	106	114	112	106	108	107	146	134
Cr	70	50	90	30	50	60	70	60	60	50	50	30	60
Co	17.7	16.1	16.7	7.2	15.2	15.1	15.4	14.4	14.2	16.3	15	20.3	23.4
Ni	24	36	25	<5	16	19	26	17	15	16	17	28	15
Zr	213	202	117	221	198	217	154	137	140	167	140	142	184
Y	18.9	16.5	11.9	14	10.5	9.8	11.5	10.8	11.2	13.1	12.6	12.7	11.6
Nb	4	2	2	3	5	6	3	5	5	7	5	5	5
Cs	2	1.9	0.7	0.8	1	1	1.1	1	0.9	1	1	1	0.9
La	45.3	42.2	31.1	43.6	27	37.1	42.6	28.7	28.4	41.2	32.2	25.9	26.1
Ce	81.5	76.9	58.2	82.1	53.1	68.6	80.2	54.3	53.4	77.1	58.6	51.8	51.9
Pr	9.85	9.33	6.99	10	6.67	8.38	9.24	6.18	6.24	9.12	7.12	6.27	6.31
Nd	36.1	34.3	26.5	36.4	25.9	31.2	33.7	22.7	23.6	33	26.5	24.6	25.2
Sm	6	5.6	4.3	5.5	4.7	5.2	5.5	3.7	3.8	5.2	4.5	4.6	4.5
Eu	1.52	1.46	1.38	1.5	1.13	1.26	1.61	1.26	1.19	1.6	1.3	1.32	1.17
Gd	5.05	4.9	3.66	4.54	3.46	3.68	4.27	3.32	3.26	4.44	3.79	3.34	3.64
Tb	0.86	0.76	0.56	0.66	0.48	0.51	0.67	0.51	0.49	0.68	0.6	0.5	0.6
Dy	4.03	3.6	2.6	3.15	2.32	2.17	2.7	2.48	2.27	2.95	2.77	2.64	2.4
Ho	0.7	0.65	0.45	0.51	0.44	0.39	0.43	0.45	0.4	0.48	0.47	0.49	0.53
Er	2.17	1.92	1.25	1.64	1.18	1.16	1.27	1.19	1.21	1.49	1.44	1.3	1.3
Tm	0.26	0.24	0.16	0.21	0.17	0.13	0.14	0.16	0.17	0.18	0.19	0.19	0.17
Yb	1.7	1.6	1	1.2	1.1	0.9	1	1	1.1	1.2	1.1	1.2	1.2
Lu	0.29	0.29	0.16	0.27	0.15	0.13	0.19	0.17	0.21	0.2	0.2	0.27	0.17
Th	9.1	7.6	2.7	4.1	2.8	3.8	3.9	2.7	2.7	3.7	3.2	2.7	2.7
Pb	21	19	16	18	18	17	19	19	22	19	15	18	21

N MUESTRA	MI-05-116	MI-05-117	MI-05-121	MI-05-122	MI-05-129	MI-05-25	MI-05-31	MI-05-54	MI-05-56	MI-05-62	MI-05-64	MI-05-66	MI-05-69
Descripción	Flujo de bloques y ceniza	Flujo de bloques y ceniza	Lava	Lava	Lava	Flujo de bloques y ceniza	Flujo de bloques y ceniza	Pómez AUTOPISTA	Pómez AUTOPISTA	Pómez SACAROSO	Pómez de caída	Pómez SACAROSO	Pómez AUTOPISTA
Ubicación	245046 8187715	245046 8187715	245983 8200300	246884 8197696	238198 8193121	236003 8190549	237220 8185211	233687 8198179	233687 8198179	228772 8194212	228160 8193116	227594 8193125	233678 8199818
Unidad	Misti-2	Misti-2	Misti-2 G-2.2	Misti-2 G-2.2	Misti-2 G-2.2	Misti-3 G-3.3	Misti-3 G-3.3	Misti-3 G-3.4					
SiO ₂	61.5	60.6	61.1	60.8	60.4	59.4	60.1	59.7	60.6	63.3	62.7	62.7	59.1
Al ₂ O ₃	17.0	17.6	17.3	17.4	17.0	16.7	16.6	16.5	16.1	13.9	14.8	14.8	15.9
TiO ₂	0.70	0.71	0.75	0.76	0.80	0.81	0.77	0.58	0.59	0.48	0.51	0.51	0.59
MnO	0.10	0.09	0.09	0.10	0.10	0.09	0.10	0.12	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
Fe ₂ O ₃	2.09	2.23	2.53	5.08	5.04	5.55	5.98	2.66	2.75	1.93	1.94	1.94	2.09
FeO	3.09	3.09	3.09	0.69	0.69	5.84	5.63	2.66	2.58	2.58	2.58	2.58	3.09
CaO	5.17	5.35	5.56	5.44	5.18	2.94	2.85	4.88	4.85	3.64	4.52	4.52	5.11
MgO	2.5	2.65	2.79	2.46	2.59	2.03	1.96	2.1	2.09	2.05	1.99	1.99	2.18
K ₂ O	2.33	2.15	2.18	2.26	2.32	3.91	4.04	2.26	2.27	2.61	2.88	2.88	2.29
Na ₂ O	4.11	4.16	4.12	4.18	4.12	0.21	0.21	3.9	4.11	3.6	3.6	3.6	3.97
P ₂ O ₅	0.19	0.15	0.18	0.19	0.21	0.18	0.16	0.24	0.22	0.20	0.20	0.20	0.24
H ₂ O	0.14	0.05	0.07	0.11	0.17	0.85	0.60	0.20	0.21	0.53	0.37	0.37	0.45
PxC	0.85	0.15	0.03	0.24	0.73	98.30	98.79	2.85	2.50	3.83	2.84	2.84	3.21
Total	99.77	98.98	99.79	99.71	99.35	98.30	98.79	98.65	98.97	98.75	99.03	99.03	98.32
Rb	51	55.7	55.7	52.3	50.6	46	46.5	50.2	48.9	62.4	62.5	62.1	52
Sr	850	846	859	876	877	699	670	766	854	465	612	599	729
Ba	977	936	909	962	1030	1020	962	972	1100	953	1020	1080	925
Sc	9	10	10	9	10	11	11	7	9	8	8	8	7
V	102	118	120	98	106	114	116	93	110	86	88	93	92
Cr	50	60	50	40	50	60	50	20	30	50	60	60	20
Co	13.7	15.1	15.9	13.6	14.5	15.4	16.1	14.2	14.4	13.7	13.4	14.3	15.1
Ni	15	18	17	11	18	22	21	20	22	20	21	19	68
Zr	207	197	196	207	210	127	129	168	173	148	152	171	152
Y	10.3	9.6	9.9	11.1	10.4	11.3	13.3	11.6	11.3	14	13.1	13.1	12
Nb	6	5	5	6	6	3	6	6	6	8	7	8	6
Cs	1	1	0.9	1.1	1	1	1	1	0.9	1.2	1.2	1.2	1
La	32.8	28.8	29.1	34.3	34.9	30.4	28.2	33.6	32.5	37.3	38.8	37.8	34.5
Ce	62.2	55.5	56.3	64.5	65.1	56.5	53.5	64.4	63.3	72.1	71.6	72	66.9
Pr	7.43	6.61	6.85	7.53	7.76	6.69	6.51	7.39	7.4	8.48	8.37	8.23	7.78
Nd	28	25.3	26	28.9	29.8	24.6	24.3	27.9	27.5	30.8	30.8	29.8	29
Sm	4.7	4.3	4.7	4.7	4.9	4.2	4.1	4.6	4.7	5.1	4.9	4.9	5
Eu	1.14	1.06	1.12	1.18	1.19	1.23	1.33	1.22	1.18	1.14	1.14	1.16	1.28
Gd	3.42	3.29	3.32	3.63	3.51	3.55	3.93	3.4	3.35	3.74	3.75	3.67	3.52
Tb	0.48	0.47	0.49	0.53	0.51	0.55	0.61	0.52	0.49	0.61	0.56	0.53	0.55
DY	2.19	2.08	2.07	2.34	2.33	2.46	2.91	2.44	2.43	2.84	2.45	2.56	2.66
Ho	0.45	0.39	0.43	0.43	0.44	0.41	0.51	0.44	0.42	0.56	0.52	0.5	0.46
Er	1.11	1.01	1.18	1.18	1.11	1.27	1.44	1.2	1.18	1.42	1.36	1.34	1.23
Tm	0.16	0.13	0.14	0.16	0.16	0.14	0.19	0.17	0.17	0.23	0.19	0.21	0.16
Yb	1	0.9	0.9	1	1	0.9	1.2	1.1	1.1	1.4	1.4	1.2	1.2
Lu	0.13	0.13	0.14	0.15	0.13	0.16	0.18	0.21	0.19	0.28	0.34	0.23	0.21
Th	3.5	3.7	3.6	3.6	3.5	2.7	2.5	3.5	3.5	5.2	4.8	5	3.6
Pb	17	18	18	18	17	16	19	15	14	17	19	18	15

N° MUESTRA	MI-05-71	MI-05-79	MI-05-88	MI-05-89	MI-05-114	MI-05-115	MI-05-145	MI-05-147	MI-05-148	MI-03-08	MI-04-08	MI-05-08	MI-05-146
Descripción	Pómez AUTOPISTA	Pómez FIBROSO	Pómez	Pómez FIBROSO	Pómez	Pómez	Lava	Lava	Lava	Pómez riolítico	Pómez riolítico	Pómez riolítico	Lava
Ubicación	233678	230379	230116	229617	243894	244052	243675	242399	240532	230379	230379	230379	242762
Unidad	8199818	8196230	8192650	8193938	8187377	8187384	8197658	8195962	8194754	8196230	8196231	Q. Pastores	8196929
	Misti-3 G-3.4	Misti-3 G-3.4	Misti-3 G-3.4	Misti-3 G-3.4	Misti-3 G-3.1	Misti-3 G-3.1	Misti-2 G-2.2	Misti-2 G-2.2	Misti-2 G-2.2	Misti-3	Misti-2 G-2.2	Misti-2 G-2.2	
SiO ₂	58.7	69.4	58.5	63.4	61.1	61.1	60.2	56.9	61.6	70.2	69.4	69.6	59.4
Al ₂ O ₃	16.1	13.9	16.2	14.6	17.3	16.8	17.2	17.5	17.6	14.37	14.53	14.35	17.4
TiO ₂	0.63	0.13	0.65	0.49	0.71	0.69	0.74	1.11	0.65	0.16	0.16	0.16	0.95
MnO	0.10	0.09	0.11	0.09	0.08	0.09	0.10	0.12	0.10	0.08	0.09	0.09	0.09
Fe ₂ O ₃	2.4	1.13	2.86	2.96	2.74	2.8	3.42	4.25	1.82	1.18	1.46	1.44	3.73
FeO	3.09	0.52	3.44	2.15	2.58	2.58	2.15	2.84	3.35	1.30	1.52	1.27	2.06
CaO	5.46	1.42	6.02	5.12	5.05	5.06	5.60	7.10	5.17	1.30	1.52	1.27	5.64
MgO	2.34	0.31	2.90	<0.01	2.54	2.66	2.81	3.74	2.57	0.37	0.45	0.38	2.94
K ₂ O	2.18	3.56	1.86	2.40	2.29	2.26	2.40	1.88	2.13	3.57	3.63	3.49	2.29
Na ₂ O	3.65	3.87	3.84	3.77	4.16	4.01	4.18	3.99	4.2	4.07	3.63	3.96	4.21
P ₂ O ₅	0.25	0.11	0.27	0.21	0.13	0.20	0.13	0.25	0.16	0.09	0.15	0.13	0.25
H ₂ O	0.95	0.56	0.33	0.46	0.07	0.09	0.10	0.06	0.08	4.40	4.60	4.90	0.15
PxO	3.11	4.19	2.89	3.18	0.76	1.55	0.22	0.02	0.07	99.78	99.8	99.78	0.66
Total	98.96	99.19	99.87	98.83	99.51	99.89	99.33	99.76	99.5	99.78	99.8	99.78	99.77
Rb	52	77.4	36.6	47.5	57.1	54.1	53.7	37.6	46.3	71.3	73.6	71	50.5
Sr	759	365	861	697	848	879	990	942	851	343.5	385.8	332.7	1010
Ba	997	1230	926	1190	924	935	973	784	936	1129	1205	1151	994
Sc	8	<5	11	10	9	10	10	16	10	2	2	2	10
V	98	<5	132	110	123	123	110	146	102	8	13	18	120
Cr	110	10	60	80	80	40	50	30	60	0.9	5	0.9	60
Co	15.2	1	19.2	13.1	16.2	15.4	15.1	18.2	14	0.9	0.2	0.9	16
Ni	18	5	31	31	17	17	17	11	17	20	5.5	20	24
Zr	173	115	144	154	192	199	199	165	166	118	120.6	118.8	197
Y	13.9	9.9	15.9	14.1	9.4	9.7	11.5	12.5	9.7	9.5	11.3	9.4	10.5
Nb	6	8	5	6	5	5	7	6	4	9	8	7	5
Cs	0.9	1.6	0.8	1	1.1	1	1	0.5	0.7	1.3	1.4	1.3	1
La	34.1	29.2	28.2	34.4	28.8	29.1	37.3	31	28.7	27	26.9	24.5	36.1
Ce	63.7	52.7	52	61.5	55.1	57.3	69.8	61.2	54	51.2	52.4	48.6	68.9
Pr	7.96	5.95	6.96	8.14	6.65	6.73	8.4	7.87	6.5	0.34	0.37	0.27	8.54
Nd	30.7	20.4	27.8	30.8	25.1	26.1	32.8	31.5	24.9	20.8	20.5	18.2	32.9
Sm	5.2	3.2	5.1	5.2	4.2	4.6	5.5	5.8	4	3.02	3.43	2.8	5.6
Eu	1.32	0.8	1.32	1.21	1.02	1.09	1.35	1.41	1.05	0.73	0.78	0.71	1.35
Gd	3.94	2.25	3.97	3.89	3.18	3.25	4.01	4.25	3.01	2.19	2.3	2.03	3.87
Tb	0.59	0.38	0.58	0.59	0.45	0.48	0.56	0.62	0.44	0.34	0.37	0.27	0.56
Dy	2.65	1.85	3.06	2.78	2.12	2.09	2.47	2.84	2.26	1.53	2.05	1.68	2.35
Ho	0.52	0.36	0.6	0.54	0.39	0.4	0.49	0.56	0.4	0.33	0.37	0.34	0.43
Er	1.42	0.99	1.53	1.43	1.02	1.09	1.36	1.36	1.13	0.99	1.02	0.84	1.15
Tm	0.2	0.14	0.22	0.2	0.13	0.15	0.17	0.19	0.13	0.13	0.18	0.13	0.14
Yb	1.3	1	1.5	1.3	1	1	1.1	1.2	0.9	0.87	0.95	0.86	1
Lu	0.23	0.17	0.27	0.24	0.12	0.13	0.16	0.16	0.15	0.13	0.15	0.13	0.14
Th	3.7	4.5	2.7	4	3.8	4	3.6	2.5	2.6	4.8	4.8	3.8	3
Pb	15	21	13	19	20	19	15	13	17	4.8	4.8	3.8	24

Anexo 8.1 Ordenanza Municipalidad Provincial de Arequipa



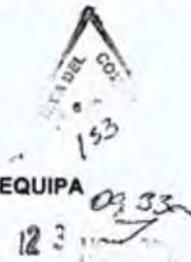
**MUNICIPALIDAD PROVINCIAL
DE AREQUIPA**

ORDENANZA MUNICIPAL

N° 658

Arequipa, 2010 Noviembre 15

calca



EL ALCALDE DE LA MUNICIPALIDAD PROVINCIAL DE AREQUIPA

POR CUANTO:

El Concejo Municipal Provincial de Arequipa en Sesión Ordinaria realizada el 10 de noviembre de 2010;

CONSIDERANDO:

Que, de conformidad con lo dispuesto por el artículo 191° de la Constitución Política del Perú, los Gobiernos Locales tienen autonomía económica, política y administrativo en los asuntos de su competencia;

Que, de conformidad con lo dispuesto por el inciso 5) del artículo 192° de la Constitución Política del Perú, es competencia de las Municipalidades la planificación del desarrollo urbano y rural de sus circunscripciones, y de ejecutar los planes y programas correspondientes;

Que, debido al crecimiento sin planificación de la ciudad, se han ocupado terrenos expuestos a peligros para fines habitacionales, creando sectores urbanos de Alto Riesgo para la vida y la salud de sus pobladores;

Que, de conformidad con lo dispuesto por el inciso d) del artículo 73° de la Ley 27972, Ley Orgánica de Municipalidades, la Municipalidad Provincial de Arequipa es competente para emitir las normas técnicas generales, en materia de organización del espacio físico y uso del suelo así como sobre protección y conservación del ambiente;

Que, el numeral 1.1 del inciso 1) del artículo 79° de la Ley 27972 establece que es función específica exclusiva de las Municipalidades Provinciales la aprobación del Plan de Acondicionamiento Territorial de nivel provincial, que identifique las áreas urbanas y de expansión urbana, así como las áreas de protección o de seguridad por riesgos originados por fenómenos naturales peligrosos; las áreas agrícolas y las áreas de conservación ambiental, siendo posible determinar los sectores de la ciudad donde los efectos de los fenómenos naturales ocasionaran menores daños, dado que nuestra provincia se encuentra ubicada en la parte baja del Volcán Misti, es necesario considerar el peligro volcánico, dado que durante los últimos 2000 años ha presentado erupciones importantes que han afectado el área donde actualmente se encuentra ubicada la ciudad de Arequipa;

Que, los Mapas de Peligro, constituyen elementos muy importantes para la preparación de programas de prevención y mitigación de desastres, concordante con lo dispuesto en el Decreto Ley 19338 Ley del Sistema Nacional de Defensa Civil, los Decretos Legislativos 442 y 735 D.S. N° 005-84-SGMD-Reglamento del SINADECI en salvaguarda de la vida humana y patrimonio de la población;

Que, durante los años 2005, 2006 y 2007, el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), elaboró estudios geológicos y vulcanológicos en el Volcán Misti, orientados a la elaboración de un nuevo Mapa de Peligros del Volcán Misti. Dicho trabajo fue realizado en cooperación con especialistas de la Universidad Blaise Pascal (FRANCIA), instituto de Investigación para el Desarrollo de Francia (IRD), Universidad Autónoma de México (UNAM), Proyecto Multinacional Andino (PMA-GCA), Universidad de Buffalo (USA), Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa y Universidad Católica Santa María de Arequipa, Gobierno Regional de Arequipa, la Dirección Regional INDECI – Sur y la Municipalidad Provincial de Arequipa;

Que, el nuevo Mapa de Peligros del Volcán Misti presentado públicamente en enero del 2008 por el señor Alcalde de la Municipalidad Provincial de Arequipa don Simón Balbuena Marroquín, ha puesto en evidencia zonas de alto riesgo volcánico en la ciudad de Arequipa, las mismas que se encuentran principalmente en áreas aledañas al cauce del río Chili y el río Andamayo, así como de las quebradas San Lázaro, Pastores, Huarangal y otras quebradas que descienden del volcán Misti y pasan por la zona urbana de la ciudad;

Que, la adecuada implementación de la Gestión de Riesgo de Desastres, permitirá salvar vidas humanas de manera que se evite el sufrimiento y dolor;








MUNICIPALIDAD PROVINCIAL DE AREQUIPA

ORDENANZA MUNICIPAL N° 658

Costa: 2010

Arequipa, 2010 Noviembre 15

En ejercicio de las facultades conferidas al Concejo Provincial de Arequipa por la Ley 27972, con el Informe N° 073-2010-MPA/GM/SGDCN/JVA y el Dictamen Legal N° 806-2010-MPA-GAJ y con el voto unánime de los señores Regidores, se aprobó la siguiente:

ORDENANZA:

ARTÍCULO PRIMERO. - Apruébese el MAPA DE PELIGROS DEL VOLCÁN MISTI, elaborado por el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), y publicado el 2008, como documento oficial de Gestión de la Municipalidad Provincial de Arequipa.

ARTÍCULO SEGUNDO. - Dispóngase, que el MAPA DE PELIGROS DEL VOLCÁN MISTI, sea un documento cartográfico de consulta obligada en la implementación del ordenamiento territorial y planificación del desarrollo de la ciudad de Arequipa. Asimismo, debe ser utilizado en la elaboración de políticas de prevención, mitigación de riesgos y la posible atención de una crisis volcánica futura del Misti.

ARTÍCULO TERCERO. - Declárese de necesidad y seguridad pública la correcta aplicación de lo dispuesto por la presente Ordenanza Municipal, encargando a la Gerencia de Desarrollo Urbano la ejecución, supervisión, fiscalización y evaluación del cumplimiento del Plan de Usos de Suelo, comprometiendo a todas las autoridades de la ciudad de Arequipa a realizar las acciones pertinentes necesarias, con el fin de salvaguardar la vida y salud humana.

ARTÍCULO CUARTO. - Encargar al Alcalde Provincial la promulgación de las disposiciones que fueran necesarias para el mejor cumplimiento de lo dispuesto en la presente Ordenanza Municipal; así como los Estudios Complementarios.

ARTÍCULO QUINTO. - Precisar que la presente Ordenanza entrará en vigencia al día siguiente de su publicación.

POR TANTO:

Mando se registre, comuniqué, publique y cumpla.



JOSE MARIN TORANZO CONCHA
SECRETARIO GENERAL

SHYON BARRUENA MARROQUÍN
ALCALDE DE AREQUIPA

MUNICIPALIDAD PROVINCIAL DE AREQUIPA
19 NOV. 2010
TRAMITE DOCUMENTARIO Y ARCHIVO

Anexo 8.2 Ordenanza Municipalidad ASA

ORDENANZA MUNICIPAL N° 201-2007/MDASA (PAG. 02)

El Volcán Misti es uno de los siete volcanes activos del sur del Perú, localizado en la Zona Volcánica de los Andes Centrales. El edificio volcánico se emplaza en el borde Oeste de la Cordillera Occidental de los Andes. El Misti limita por el SE con el extinto estratovolcán Pichu Pichu, por el Noroeste con el complejo volcánico Chachani, hacia el Este con la altiplanicie Puna y por el Oeste con la cuenca de Arequipa, donde se halla la ciudad del mismo nombre. El Cráter del volcán Misti (242900N, 8196400S, 5825 msnm), está a menos de 17 km. del centro de la ciudad de Arequipa, sin embargo nuevos asentamientos humanos situados al Noreste y Norte de la ciudad se hallan a menos de 12 km. del volcán. La diferencia altimétrica entre la ciudad y la cima del volcán es alrededor de 3.5 km.

Arequipa es la segunda ciudad más importante del país, con una población de poco más de 800 mil habitantes (INEI 2005). La ciudad se emplaza en una depresión limitada al Este y Norte por los volcanes Pichu Pichu, Misti y Chachani, y por el Sur y Oeste por la Cordillera de la Costa. El distrito de Alto Selva Alegre, es uno de los distritos que se hallan más cerca al cráter del volcán Misti, la parte céntrica del distrito se halla a 15 km. de distancia y algunos Asentamientos Humanos como Javier Heraud, Bella Esperanza, El Mirador de Arequipa y La Rocar, distan menos de 13 km. del cráter, cuya población por medio de sus dirigentes, solicitan se impida que más viviendas sigan acercándose cada vez más al volcán Misti. En consecuencia es necesario delimitar el perímetro de riesgo por los Organismos Técnicos, en aplicación de ellos, la Municipalidad debe prohibir la Habilitación Urbana en las zonas de riesgo determinadas por Defensa Civil, decisión que se transmitirá con la emisión de la presente Ordenanza Municipal en resguardo de la integridad física de nuestra población.

SE ORDENA:

ARTICULO PRIMERO: APROBAR el Informe No. 049-2007-STDC/MDASA de la Secretaría Técnica de Defensa Civil de la Municipalidad Distrital de Alto Selva Alegre, mediante el cual se alcanza la evaluación de los Riesgos por Actividad Volcánica del Misti en el Distrito, concordante con los informes emitidos por el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico (INGEMMET).

ARTICULO SEGUNDO: PROHIBIR el Otorgamiento de Autorizaciones para Habilitaciones Urbanas en las zonas delimitadas, por la Secretaría Técnica de Defensa Civil de la Municipalidad Distrital de Alto Selva Alegre, teniendo en cuenta para ello, los puntos señalados en las siguientes coordenadas:

	COORDENADAS		DESCRIPCION
	N	E	
A	8°189,186	233,654	Torrentera San Lázaro
B	8°189,709	233,427	Los Pirotécnicos
C	8°190,167	232,500	Los Portales del Mirador
D	8°189,701	232,857	El Reservorio del A.H. Mirador de Arequipa
E	8°190,309	231,700	El Huarangal
F	8°190,930	231,801	El Cementerio de Independencia
G	8°191,407	231,320	Reservorio de Villa Ecológica

ARTICULO TERCERO: ENCARGAR a la Secretaría Técnica de Defensa Civil de la Municipalidad Distrital de Alto Selva Alegre la delimitación de las zonas calificadas como Zona de Riesgo en el Distrito con la colocación de hilos y carteles que determinen las prohibiciones que establecen la presente disposición. Así mismo la remisión de copias de la presente Ordenanza a la Municipalidad Provincial de Arequipa.
REGISTRESE, PUBLIQUESE, COMUNIQUESE Y ARCHÍVESE.



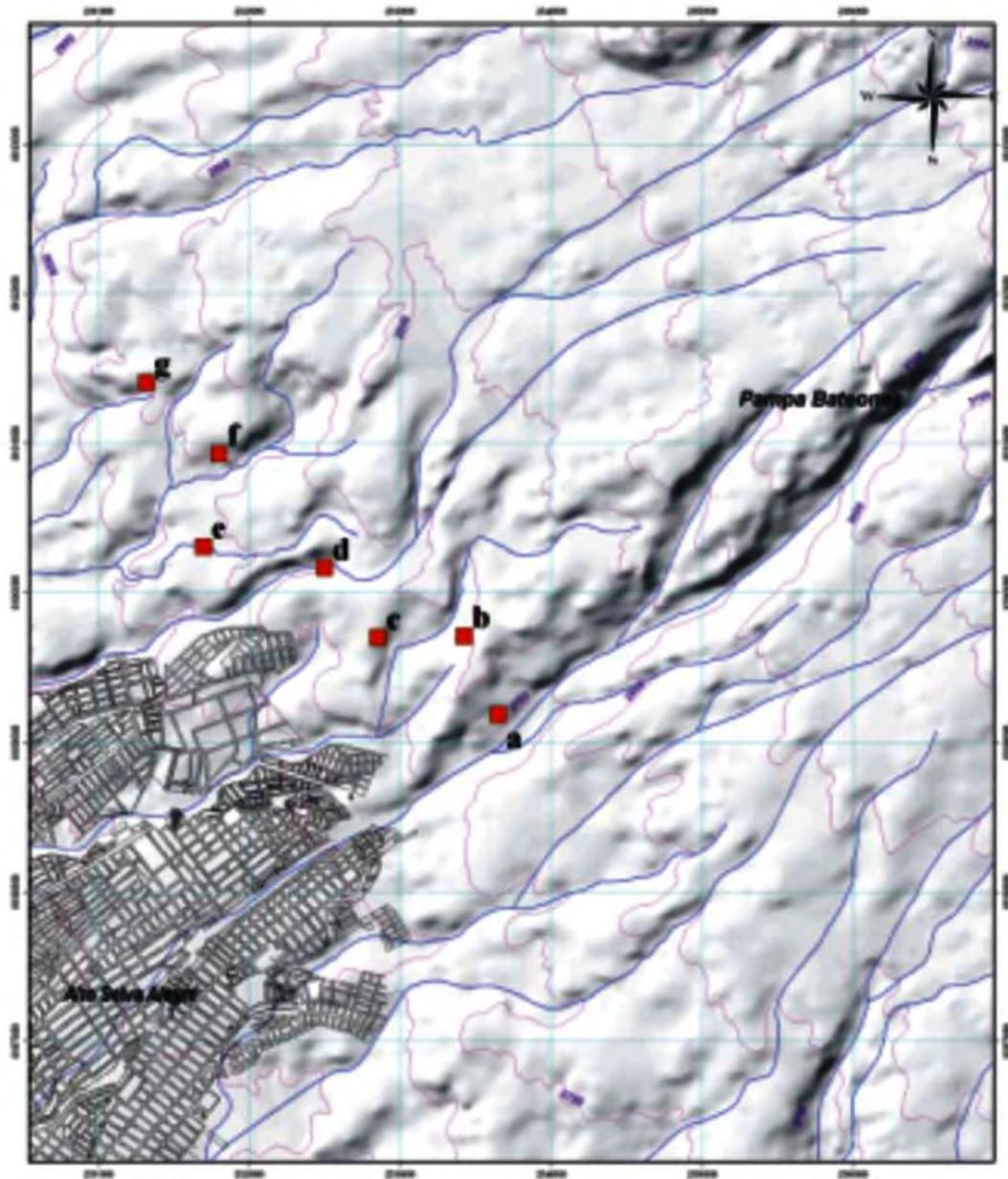
[Signature]
RAUL AZPILCUETA CACERES
SECRETARIA GENERAL (e)



[Signature]
ING. ANTONIO GAMERO MÁRQUEZ
ALCALDE

c.c.: Gerencia Municipal
Unidad de Ases Jurídica
Unidad de Sec. Gral. y RR.PP
Archivo

*LA PRESENTE ORDENANZA, Y ANEXO ADJUNTO SE ENCUENTRAN DEBIDAMENTE PUBLICADOS EN LA PÁGINA WEB DE LA MUNICIPALIDAD DISTRITAL DE ALTO SELVA ALEGRE : www.altoselvaalegre.ara.md.gob.pe



**UBICACIÓN DE MUROS
A CONSTRUIR**

■ Muros

punto	este	norte	referencia
a	22054	818718	Parroquia San Lázaro
b	22047	818709	San Pedro de Cajas
c	22030	818707	Las pedras del molino
d	22007	818701	Reservorio del molino
e	22070	818339	San Mateo
f	22080	818338	Cementerio de Independencia
g	22030	818147	Reservorio de vida Ecológica

Anexo 8.3 Ordenanza Municipalidad de Miraflores



MUNICIPALIDAD DISTRITAL DE MIRAFLORES
Av. Unión 518 - Telef. 242124
Arequipa - Perú

ORDENANZA MUNICIPAL No. 070-MDM

Miraflores-Arequipa 2008, Julio 07

EL ALCALDE DE LA MUNICIPALIDAD DISTRITAL DE MIRAFLORES-AREQUIPA

CONSIDERANDO:

Que, el artículo 194° de la Constitución Política del Perú, reconoce a las Municipalidades como órganos de Gobierno Local con autonomía política económica y administrativa en asuntos de su competencia, en concordancia con el Art. II del Título Preliminar de la Ley Orgánica de Municipalidades N° 27972;

Que, mediante Ordenanza Municipal N° 160° de la Municipalidad Provincial, se aprueba el Plan Director 2002-2015, de la ciudad de Arequipa y planos Sustentatorios, el cual establece las directrices básicas del crecimiento y desarrollo de esta ciudad del 2002 al 2015, a través de la zonificación y usos de suelo, el sistema vial, infraestructura de servicios, y la expansión urbana.

Que, el Plan Director de Arequipa, contempla áreas como Zona de Tratamiento Especial y de Alto Peligro por Suelos Inestables, conformada por las áreas identificadas en los estudios de peligros, como del alto riesgo, como los cauces de las torrenteras que cruzan la ciudad y el borde urbano, y también la constituida por la zona urbana asentada en suelos inestables propensos a la licuefacción en Lara y el cono de vuelo del aeropuerto.

Que, de acuerdo al artículo 4°, del Capítulo I, de la Norma GH 010, del Título II del Reglamento Nacional de Edificaciones, Decreto Supremo 011-2006-Vivienda, las habilitaciones urbanas podrán ejecutarse en todo el territorio nacional, con excepción de las zonas identificadas como: De interés arqueológico, histórico y patrimonio cultural, de protección ecológica; de riesgo para la salud e integridad física de los pobladores; reserva nacional, áreas destinadas a inversiones públicas para equipamiento urbano, reserva para obras viales, riberas de ríos, lagos o mares, cuyo límite no se encuentre determinado por el Instituto Nacional de Recursos Naturales - INRENA, el Instituto Nacional de Defensa Civil -INDECI, La Marina de Guerra del Perú o por las entidades competentes; y de alta dificultad de dotación de servicios públicos, funciones concatenadas con el artículo 79° numeral 3 inciso 3.6 de la Ley Orgánica de Municipalidades N° 27972;

Que, mediante informe N° 05-2008-ODU/CATASTRO-MDM, del Área de Catastro, se determina que el crecimiento poblacional en nuestro distrito ha ocasionado que las zonas de la parte alta sean ocupadas por asentamientos humanos, asociaciones de vivienda u otros, sin el debido control y autorización correspondiente, haciendo caso omiso a las advertencias hechas por Defensa Civil, asimismo estas áreas se encuentran en una zona vulnerable y de mayor peligro, dado que se ubican en la cercanías del Volcán Misti, y zonas de lechos de torrentera, asimismo se hace incidencia que los estudios realizados por el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMET), confirman el grado de peligro y vulnerabilidad estableciendo las zonas de riesgo volcánico en nuestra ciudad y por ende en nuestro distrito.

Que, asimismo, se presentan problemas por las posibles ocupaciones ilegales, violentas o pacíficas de áreas pasibles de invasión, que han ido sucediendo con incitada frecuencia y de manera agresiva, una ocupación que es desordenada en los terrenos eriazos del distrito. Siendo un factor en contra del ordenamiento urbano en el distrito y la manera como diversas organizaciones y personas naturales vienen transfiriendo predios sin ningún estudio previo de las áreas que serán ocupadas.

.../11




...



MUNICIPALIDAD DISTRITAL DE MIRAFLORES
 Av. Unión 318 - Telef. 342134
 Arequipa - Perú

...//ORDENANZA MUNICIPAL No 070-MDM

Que, siendo así, es necesario emitir ordenanza que regule la delimitación del área o zona urbana, prohibiendo el uso de suelo para vivienda en la parte alta de Miraflores por constituir suelos inestables de alto peligro, teniendo como justificación básica la seguridad, salud y vida de la colectividad.

Que, de conformidad con lo dispuesto en el numeral 8 del artículo 9º y 40º de la Ley N° 27972, y estando acorde con el Plan Director de Arequipa, aprobando los informes de Desarrollo Urbano y Asesoría Legal;

POR CUANTO:

El Concejo Municipal de Miraflores, en Sesión Ordinaria de fecha cuatro de Julio de dos mil ocho, con dispensa de Lectura de Acta, por unanimidad aprobó la siguiente:

ORDENANZA QUE DELIMITA LA ZONA URBANA Y DECLARA ZONAS INTANGIBLES EN LA PARTE ALTA DEL DISTRITO DE MIRAFLORES.

ARTÍCULO 1º.- Finalidad

La presente Ordenanza tiene por finalidad delimitar la zona urbana, así como declarar Zonas Intangibles en la parte alta del distrito de Miraflores.

ARTÍCULO 2º.- Delimitación Urbana.

Se establece el límite urbano en la parte alta del distrito de Miraflores, para la constitución de Habilitaciones Urbanas, destinadas a vivienda, taller comercio u otros similares, dicho límite se determina conforme al Plano Perimétrico inscrito en la Superintendencia Nacional de los Registros Públicos, de los siguientes asentamientos humanos.

- Pueblo Joven Mateo Pumacahua
- UPIS El Salvador
- UPIS Héroes del Pacífico
- UPIS La Galaxia
- Asomación de Vivienda Taller Los Girasoles.



ARTÍCULO 3º.- Declaración de Zonas Intangibles para uso de Vivienda, Taller, Comercio u otros similares.

Declarar como Zonas Intangibles las zonas identificadas como de Alto Riesgo, siendo éstas aquellas que se encuentran entre el límite urbano declarado en el artículo anterior y el límite distrital hacia el norte, tendientes hacia las estribaciones del Volcán Misti.



ARTÍCULO 4º.- Incorporación al Cuadro de Infracciones y Sanciones.

Incorporar en el Cuadro de Infracciones y Sanciones vigente, la infracción municipal anexo a la presente Ordenanza.

ARTÍCULO 5º.- Prevención de futuras invasiones y desastres naturales.

No se permitirá la formación de nuevos centros poblados que bajo cualquier modalidad y/o procedimientos, traten de legitimizar la referida condición. Se procurará promover un agresivo Plan de Reducción de Riesgos en casos de desastres naturales y de arborización a nivel de fideicomiso ecológico delimitando las zonas de riesgo, a fin de prevenir futuras invasiones y desastres naturales.

...//



MUNICIPALIDAD DISTRITAL DE MIRAFLORES

Av. Unión 310 - Telef. 242124

Arequipa - Perú

.../// ORDENANZA MUNICIPAL N° 070-MUM

ARTICULO 6°.- Elaboración del Plan de Desarrollo Distrital.

Disponer la ejecución de los recursos para la elaboración del Plan Urbano Distrital, en donde se planifique y normen los usos del suelo que respondan a la delimitación territorial y límites distritales de manera racional y programada con una visión de futuro y metas que permitan acciones a corto, mediano y largo plazo. Este plan deberá incluir la participación de los sectores de la sociedad civil.

DISPOSICIONES TRANSITORIAS Y FINALES.

PRIMERA.- La presente ordenanza entrará en vigencia a partir del día siguiente de su publicación.

SEGUNDA.- Dispóngase la aplicación de sanciones económicas y sanciones complementarias, a quienes transgredan lo estipulado en la presente ordenanza.

TERCERA.- La Municipalidad Distrital de Miraflores, a través de la Gerencia de Desarrollo Urbano en coordinación con la Oficina de Imagen Institucional, difundirá el contenido de la presente ordenanza, a efectos de propiciar una cultura de prevención sobre este tema y de esta manera proteger la integridad de la colectividad.

CUARTA.- Encárguese, el cumplimiento estricto de lo dispuesto en la presente Ordenanza, a la Gerencia de Desarrollo Urbano, en coordinación con Gerencia de Servicios a la Ciudad, y la Policía Nacional.

FOR TANTO:

MANDO SE REGISTRE, PUBLIQUE Y CUMPLA.



MUNICIPALIDAD DISTRITAL DE MIRAFLORES

Arequipa - Perú

[Firma]
OFICIAL EN CARGO

LACH/opc.



MUNICIPALIDAD DISTRITAL DE MIRAFLORES

Arequipa - Perú

[Firma]
ALCALDE

Anexo 8.4 Zonas para albergues y su ubicación

N°	Ubicación	Altura	Coordenadas	Observaciones
1	San Antonio, Quequeña	2558 msnm	236417 8166921	Esta zona tiene acceso por la vía asfaltada recientemente, que va hasta el Santuario de la Virgen de Chapi; tiene varios poblados cercanos como son Quequeña y Yarabamba, que cuentan con áreas de cultivo y por consiguiente agua.
2	Señor de los Milagros, Cerro Verde, Mollebaya	2433 msnm	232898 8172749	Esta zona tiene acceso por la vía que va hasta el Santuario de la Virgen de Chapi; hacia el fondo se observa áreas pertenecientes a la Minera Cerro Verde. También existen zonas planas en las estribaciones del Batolito de la Costa, donde se podrían ubicar otros albergues.
3	Quiscos – Carretera Arequipa -Puno	3010 msnm	216035 8208553	El área está ubicada muy cerca al valle de Quiscos, por la carretera que une Arequipa – Puno; es una zona accesible y cuenta con agua y abastecimiento de ayuda humanitaria proveniente de Puno, Cusco y el Valle del Colca.
4	Meseta de Quiscos	3127 msnm	216910 8210150	El área está ubicada muy cerca de la carretera que une Arequipa – Puno; es una zona accesible y cuenta con agua y abastecimiento de ayuda humanitaria proveniente de Puno, Cusco y el Valle del Colca.
5	Peaje Camaná, 25 minutos de Camaná	115 msnm	753222 8157750	Esta zona está ubicada a escasos 5 minutos de Camaná; es una planicie que presenta algunas colinas poco pronunciadas. Es una zona desértica donde no hay evidencia de flujos de lodos. Hay construidas algunas viviendas que fueron utilizadas como refugios luego del tsunami ocurrido en el año 2001.
6	Pampa del Toro, Camaná	992 msnm	758927 8169261	Zona desértica muy amplia que pertenece a AUTODEMA; esta zona es muy amplia y podría considerarse como albergue. Está ubicada al lado de la autopista Panamericana Sur, por lo que es fácil el abastecimiento de agua o de ayuda humanitaria
7	Quebrada Hospicio	926 msnm	776400 8173346	Ubicada a pocos metros del cruce para ingresar a la Provincia de Castilla, es una pampa extensa que cuenta con abastecimiento de agua del canal de Irrigación de Majes. Tiene acceso por la Panamericana Sur.
8	Cruce Panamericana – Provincia de Castilla	3652 msnm	220072 8269754	Esta zona es desértica, pero cuenta con abastecimiento de agua de los canales de irrigación provenientes del Valle del Colca, que abastece a la Irrigación Majes, de donde se puede obtener la ayuda humanitaria para la población evacuada a esta zona.

N°	Ubicación	Altura	Coordenadas	Observaciones
9	Aeropuerto de Chivay - Caylloma	3652 msnm	220072 8269754	La zona se encuentra al lado del aeropuerto de Chivay, en el Valle del Colca; es una planicie donde puede llegar fácilmente la ayuda humanitaria y cuenta con abastecimiento de agua. También se ubican muy cerca de este punto algunas lomas de poca pendiente donde también se podrían ubicar algunas viviendas o carpas. El clima es frío, pero se cuenta con logística para atender a la población. Tiene acceso por la pista Arequipa – Puno – Cusco, así como también por la Panamericana Sur, ingresando por la parte baja del valle por el pueblo de Huambo.
10	Campamento Industrial de Achoma, Valle del Colca	3520 msnm	212290 8265580	Este terreno se encuentra abandonado y pertenece a AUTODEMA; está ubicado entre la margen izquierda del río Colca y la derecha de la carretera Chivay – Achola, a 3 km de Yanque.
11	Ruta San José – La Joya – San Camilo	1019 msnm	199684 8125634	Está ubicada por la Base Aérea de la FAP. El área se encuentra fuera de peligros geológicos, es segura, es una planicie por donde circula un canal de irrigación. A pocos km (2 a 3 km), hay áreas de cultivos hacia donde se podría evacuar a la población por vía aérea y por vía férrea, descongestionando la autopista Panamericana Sur.
12	Panamericana – campamento mina Tía María	1270 msnm	202451 8122158	Ubicada en la margen derecha de la Panamericana Sur de Arequipa hacia el Fiscal, es una planicie. Tiene las mismas características del punto anterior, pero además se encuentra muy cerca al campamento minero Tía María.
13	La Encenada – San Camilo	104 msnm	195557 8106034	Es un área que presenta una colina que dista 2 km del poblado. Cuenta con abastecimiento de agua desde la localidad de San Camilo. Tiene acceso por la Panamericana Sur por Mollendo y por el Fiscal. Tiene vista al mar. Existe un reservorio de agua abandonado, el cual se podría habilitar.
14	Mejía hacia Mollendo, Provincia de Islay	114 msnm	815108 8117431	Es un área plana, con vista al mar a 5 km de Mollendo, ubicada al margen derecho de la carretera. Se encuentra muy cerca de la vía férrea que podría servir para la evacuación de las personas, así como hacer llegar la ayuda humanitaria. En esta zona existen muchas lomas que bien podrían servir como áreas de albergue o refugio.
15	Cruce La Joya – San José	1150 msnm	197811 8168900	Es un área desértica que presenta pampas extensas. Se ingresa por un desvío de trocha que sale hacia la fábrica de Leche Gloria de Vitor. En esta zona se encuentran áreas de cultivo y hay un canal de regadío. Además, se encuentra muy cerca la línea férrea, que al igual de los puntos anteriores se podría emplear como refugio.
16	El Castillo – Castilla – Majes	1500 msnm	767211 8231052	Área rodeada de chacras. Tiene abastecimiento de agua del río Majes. Existen poblados cercanos, cuyos dueños se desconocen. El clima es cálido.
17	Kilómetro 48 (albergue provisional)	1715 msnm	203405 8170500	Esta zona conecta Arequipa con el norte y sur del país.

RELACIÓN DE MAPAS E ILUSTRACIONES

Mapas escala:

Mapa	Mapa de peligros del volcán Misti, a escala 1:50 000
Mapa	Mapa geológico del volcán Misti, a escala 1:32 000

Figuras

Figura 1.1	Ubicación de los volcanes activos y potencialmente activos del Sur del Perú, así como principales proyectos e infraestructura en riesgo.
Figura 1.2	Mapa de ubicación del volcán Misti. Al pie de su flanco suroeste se localiza una depresión tectónica donde se encuentra asentada la ciudad de Arequipa, que limita al noreste por la cadena de volcanes Pichu Pichu, Misti y Chachani y por el suroeste con el Batolito de la Costa.
Figura 2.1	Mapa geomorfológico del área de estudio. Se han identificado 11 unidades geomorfológicas principales.
Figura 2.2	Parte final del cañón del río Chili, en el sector del Santuario Chapi Chico. En primer plano se observan ignimbritas del Mioceno.
Figura 2.3	Tramo superior de la llanura de inundación (sector de Chilina). Se pueden observar las terrazas formadas por el emplazamiento de sucesivos lahares. Al fondo se observa el cañón del río Chili que pasa entre los volcanes Misti y Chachani.
Figura 2.4	Tramo medio de la llanura de inundación, en el sector donde el río Chili ingresa y pasa por la ciudad de Arequipa. Aguas abajo la profundidad del valle disminuye, y desde luego la llanura de inundación se hace más extensa.
Figura 2.5	Al pie del flanco sur del Misti se distinguen colinas conformadas por depósitos de avalanchas de escombros, depósitos piroclásticos y lavas de este volcán.
Figura 2.6	Colinas conformadas por depósitos de avalanchas de escombros del volcán Pichu Pichu, que cubren depósitos de flujo piroclástico de bloques y cenizas de más de 60 m de espesor. Fotografía tomada en el sector de Yumina-Jesús. En segundo plano, el volcán Misti.
Figura 2.7	En primer plano, la planicie de acumulación; al fondo, el estratocono inferior y superior del volcán Misti.
Figura 2.8	Caldera del volcán Misti de 935 m de largo y paredes de hasta 150 m de alto. En el extremo sureste se ubica el cráter anidado de 530 m de diámetro. Fotografía tomada en dirección norte (SAN, 1943).
Figura 2.9	Cráter del volcán Misti. Posee una profundidad de 200 m y en el piso se emplaza un cuerpo de lava de 100 m de diámetro, por cuyas fracturas emanan fumarolas que se disipan a poca altura.
Figura 2.10	Planicie ignimbrítica que ha sido cubierta parcialmente por flujos de lavas del volcán Chachani.
Figura 3.1	Imagen Landsat TM, donde se muestran las principales estructuras volcánicas (cráteres, calderas), además de fallas y lineamientos del volcán Misti y alrededores. En el volcán Misti se tienen 2 cráteres anidados, en el complejo volcánico Chachani 10 cráteres y en el cerro Baquetane una probable caldera. Asimismo 3 calderas de avalancha que corresponden a colapsos sectoriales ocurridos en los volcanes Misti, Pichu Pichu y Huacullane. También se tienen tres principales sistemas de fallas o lineamientos, los de dirección NO-SE, NE-SO, y NNE-SSO. b) En recuadro superior, estructuras tectónicas más resaltantes de la región Sur. Destacan fallas normales y sinestrales de dirección NO-SE, así como estructuras tensionales de dirección NE-SO, que posiblemente controlen el volcanismo Plio-Cuaternario en la zona, como se observa en el complejo volcánico Ampato-Sabancaya (tomado de Mering et al., 2006).

- Figura 3.2 Fallas normales visibles en el sector de Jesús y Chiguata, que afectan depósitos de caída piroclástica y flujos piroclásticos del Pleistoceno Tardío. En la parte superior: depósito de flujo piroclástico de escoria y ceniza del volcán Misti, que no ha sido afectado por dichas fallas.
- Figura 3.3 Fallas normales que están afectando una secuencia de depósitos lacustrinos del Pleistoceno en el sector del río Andamayo-Chiguata. Estos depósitos están conformados por lutitas y lutitas limosas.
- Figura 3.4 Rocas intrusivas del Batolito de La Caldera, que afloran al sur de la ciudad de Arequipa, entre el distrito de Hunter y la mina Cerro Verde. Foto en dirección sur.
- Figura 3.5 Distribución de ignimbritas emplazadas entre el Neógeno y Cuaternario en el área de Arequipa, las más antiguas fueron datadas en 13.19 Ma, y las más recientes en 1.03 Ma (tomado de Paquereau et al., 2006).
- Figura 3.6 En la base, la Ignimbrita Río Chili (13 Ma), la cual está soldada a parcialmente soldada y presenta «fiames» alineados en forma horizontal. En la parte media, la Ignimbrita La Joya, (4.89 a 4.78 Ma). En la parte alta, flujo de lava del volcán Chachani, datado en 833 Ka.
- Figura 3.7 En la base, la Ignimbrita Aeropuerto de Arequipa (1.6 Ma). Dicha ignimbrita posee coloración rosada y no está soldada. La ignimbrita está sobreyacida por flujos de lavas en bloques del volcán Chachani. En la parte superior, los centros de emisión La Horqueta y Chachani.
- Figura 3.8 Depósito de avalanchas de escombros del volcán Pichu Pichu. Posee más de 30 m de espesor y está conformado por facies de matriz y facies de bloque. Sector de Jesús, Arequipa.
- Figura 3.9 Fotografía en detalle del depósito de avalanchas de escombros del volcán Pichu Pichu. Se observan facies de matriz y facies de bloques, así como estructuras tipo «rompecabezas» o jigsaw, originadas por la cataclasis de los bloques de roca durante el movimiento de la avalancha.
- Figura 4.2 En la base, ignimbritas que conforman el sustrato: la Ignimbrita Río Chili (13.1 Ma) y la ignimbrita La Joya (4.7 Ma). Sobreyace a las ignimbritas el flujo de lava de hace 833 ka y depósitos de avalanchas de escombros del Misti 1. Al fondo, la secuencia de flujos de lava datadas en 112 ka, perteneciente al edificio Misti 2 (foto del flanco suroeste del volcán Misti).
- Figura 4.3 Se pueden observar los 4 edificios que conforman el volcán Misti, así como las discordancias que separan dichos edificios (foto del flanco oeste del volcán Misti).
- Figura 4.4 Columna estratigráfica de la quebrada Pastores, entre 10 y 12 km al SO del volcán Misti.
- Figura 4.5 Columna estratigráfica de la quebrada San Lázaro, entre 14 y 16 km al SO del volcán Misti.
- Figura 4.6 Columna estratigráfica de la quebrada Honda-Grande, situada a 8.5 km al sur del volcán Misti (Tomado de Thouret et al., 2001).
- Figura 4.7 Columna estratigráfica del sector cerro Pacheco, entre 8-10 km al suroeste del cráter del volcán Misti.
- Figura 4.8 Columna tefro-estratigráfica generalizada de la parte occidental del volcán Misti, durante los últimos 31 mil años.
- Figura 4.9 Columna estratigráfica generalizada del volcán Misti (compilado de Thouret et al., 2001; Legros, 2001; Cacya et al., 2007; Mariño et al., 2008; Cereceda & Mariño, 2008).
- Figura 4.10 Depósitos de avalanchas de escombros del volcán Misti, tomado en el sector de Villa Ecológica. Se pueden observar facies de matriz conformada por ceniza, así como facies de bloques compuesto por lavas andesíticas hidrotermalizadas.
- Figura 4.11 Facies de bloques del depósito de avalanchas de escombros del volcán Misti. Se puede observar clastos de lava con estructuras tipo rompecabezas (jigsaw).
- Figura 4.12 Facies de matriz, conformada principalmente por arcilla y limo, que están englobando los clastos. Esta facie es más abundante en las zonas distales del depósito.
- Figura 4.13 Secuencia estratigráfica en la quebrada Pastores, de más de 110 m de espesor. Se observan depósitos del Misti 1, Misti 3 y Misti 4.

- Figura 4.14 Flujos piroclásticos de pómez y cenizas de hace 40 Ka. Afloramiento cercano al Santuario de Chapi, en el río Chili.
- Figura 4.15 (a) Depósito de caída de pómez Fibroso I, emplazado entre 34 y 31 ka. El depósito posee 1.40 m de espesor en zonas cercanas a Chiguata. Los pómez contienen fenocristales de biotita y cuarzo y sus vesículas son alargadas, lo cual le da una textura vesicular fibrosa. (b) Detalle del depósito Fibroso I: en la base se tiene una concentración de líticos.
- Figura 4.16 Secuencia de flujos piroclásticos y lahares, correlacionados con los depósitos de los edificios Misti 3 y Misti 4. En total posee más de 30 m de espesor. Quebrada Honda, aproximadamente a 8 km al sur del cráter del volcán Misti.
- Figura 4.17 En la quebrada San Lázaro, se distingue un depósito de flujo piroclásticos de pómez y ceniza de color rosado que mide 5 m de espesor. Este depósito es correlacionado con el Grupo 3-3.
- Figura 4.18 Secuencia piroclástica en el sector de Alto Cayma (14 km al oeste del cráter). En la base, el depósito aflora la caída de pómez Fibroso I, de color blanquecino, de más de 70 cm de espesor. En la parte media, se aprecia el depósito de caída de lapilli pómez Sacaroso, color blanco-amarillento, de 60 cm de espesor. En el tope, se ve el depósito de caída color gris-oscuro, de poco más de 15 cm de espesor, asociado a la erupción ocurrida en el siglo XV.
- Figura 4.19 Secuencia piroclástica en el sector de Alto Cayma (15.5 km al oeste del cráter). En la base, el depósito aflora la caída de pómez Fibroso I, de color blanquecino. En la parte media, se aprecia el depósito de caída de lapilli pómez Sacaroso, de color blanco-amarillento; y sobreyaciendo el depósito de caída de pómez Fibroso II.
- Figura 4.20 a) Depósito de pómez Autopista. Posee 60 cm de espesor, a 9 km al oeste del cráter, en la carretera a Charcani V. b) Foto de acercamiento. La capa inferior es de color blanquecino; está conformada por un alto porcentaje de pómez y pocos líticos; en la parte media se tiene una delgada capa rica en líticos, de casi 3 cm de espesor; la parte superior es de color gris-claro y tiene alto contenido de líticos.
- Figura 4.21 Afloramiento situado a 12 km al sur del cráter, carretera a Chiguata. En la base, flujo piroclástico de escoria y ceniza, de casi 3 m de espesor, sobreyaciendo a este una secuencia de caídas y flujos piroclásticos dacíticos de pómez y ceniza de más de 4 m de espesor.
- Figura 4.22 Foto tomada en el sector de cerro Pacheco, a 10 km al suroeste del cráter. a) En la base, depósito de caída de pómez Autopista, ligeramente retrabajada, que sobreyace a un depósito de ceniza gris también retrabajada. En la parte media, depósito de caída Sándwich, de 35 cm de espesor, que sobreyace a un depósito de ceniza retrabajada de más de 60 cm de espesor. b) Detalle del depósito de caída Sándwich. En la parte media posee un nivel de ceniza gris de casi 3 cm de espesor. Hacia el tope, las pómez poseen mayor tamaño y son de color amarillento debido a la alteración supérgena.
- Figura 4.23 Secuencia de caídas piroclásticas. En la base, depósito de caída de lapilli pómez de hace 2050 años del volcán Misti, de 15 cm de espesor. En la parte media, depósito de caída de ceniza del Misti, ligeramente removida, color gris oscura, asociado a la erupción del siglo XV. En la parte superior, depósito de caída de ceniza de 10 cm de espesor, emplazado durante la erupción del volcán Huaynaputina, en el año 1600 D.C.
- Figura 4.24 Flujo piroclástico de pómez y ceniza asociado a la erupción de hace 2050 años. El depósito posee 6 m de espesor y se encuentra canalizado en la quebrada San Lázaro, a 11 km del cráter.
- Figura 4.25 Detalle del flujo piroclástico de pómez y ceniza de hace 2050 años. Se distinguen algunas capas ricas en pómez, con muy poca matriz. Hacia el tope, un depósito de lahar de cerca de 1.7 m de espesor está asociado a esta erupción. Quebrada San Lázaro, a 11 km del cráter.
- Figura 4.26 Plano de ubicación de los perfiles sobre los ríos Chili y Andamayo situados al suroeste del volcán Misti.
- Figura 4.27 Perfiles perpendiculares al río Chili que muestran las terrazas conformadas por lahares y aluviales. Se han identificado entre 3 y 4 terrazas principales y algunas secundarias. a) Perfil AA': sector de restaurante Chocita, Chilina; b) BB': sector del club de Tenis, Magnopata-Yanahuara; c) CC': sector de Puente Grau, Centro de Arequipa (Tomado de Delaite et al., 2005).
- Figura 4.28 Estratigrafía de los depósitos de lahar en el sector Chapi Chico y Congata. Se muestran 8 depósitos de lahar, de los cuales, 2 son depósitos de flujo de escombros y 6 son depósitos de flujos hiperconcentrados (Tomado de Cereceda & Mariño, 2008).

- Figura 4.29 a) Depósito de lahar datado en 520 años A.P. Posee cerca de 2 m de espesor, con soporte de matriz, donde más del 90 % es de matriz arcillosa y entre 5 y 10 % de bloques pequeños, menos de 10 cm de diámetro. b) Detalle del depósito de lahar. Se puede observar restos de cerámica precolombina, lo que podría evidenciar la destrucción de antiguas civilizaciones durante el emplazamiento de lahar. Ubicación: Academia de Tenis, Magnopata-Yanahuara.
- Figura 4.30 a) Depósito de lahar correlacionado con el de 520 años A.P. Posee alrededor de 1.80 de espesor, con soporte de matriz, donde más del 90 % es de matriz arcillosa y entre 5 y 10 % de bloques pequeños, de menos de 7 cm de diámetro. b) Detalle del depósito de lahar. Se puede observar restos de cerámica precolombina. Ubicación: bajada al puente San Martín, margen derecha del río Chili.
- Figura 4.31 Columna estratigráfica de los depósitos de lahar, que afloran entre Pampas del Cusco y Congata, incluido el área de confluencia con el río Andamayo. Se han identificado 13 depósitos de lahar, de los cuales 7 son depósitos de flujos hiperconcentrados, 5 son depósitos de flujos de escombros y 1 es depósito de escombros monolitológico (Tomado de Cereceda & Mariño, 2008).
- Figura 4.32 Perfiles ubicados entre 20 y 30 km al suroeste del volcán Misti. DD´: cerca al pueblo de Tingo Grande, río Andamayo; EE´: en el río Chili, cerca de la confluencia con el río Andamayo, por el pueblo Cerro Verde; FF´: sector de Uchumayo, en el río Chili (tomado de Cereceda & Mariño, 2008).
- Figura 4.33 Depósito de lahar Andamayo. Posee 3 unidades que en conjunto suman aproximadamente 7 m de espesor. Todas son compactas. Lugar: cerca al pueblo Tingo Grande.
- Figura 4.34 Depósito de lahar Pichu Pichu. Es masivo y compacto; posee 6 m de espesor, matriz soportada, color marrón rojizo. Lugar: confluencia de los ríos Chili y Andamayo.
- Figura 4.35 En la base, lahar Uchumayo. Es masivo y compacto; posee 6 m de espesor. Contiene líticos lávicos y pómez, de composición variada, englobados en una matriz areno arcillosa color marrón rosáceo. En la parte superior, lahar Ferrocarril de 7 m de espesor, color beige. Es matriz soportada, contiene líticos subredondeados. Ubicación: río Chili, cerca de Uchumayo.
- Figura 4.36 Cono intracrático del volcán Misti, formado durante la época histórica. El cono está conformado por una secuencia de depósitos piroclásticos de escoria, caídas de ceniza, bombas y bloques, y balísticos.
- Figura 4.37a Registro fotográfico de emisiones importantes de fumarolas del volcán Misti, entre marzo del 2008 y junio del 2011. Las fumarolas alcanzan entre 100 y 300 m de altura sobre el cráter (Tomado de Masías et al., 2011).
- Figura 4.37b Registro fotográfico de emisiones de gases en la base del cráter entre noviembre de 2007 y julio de 2011 (Tomado de Masías et al., 2011): Las emisiones de gases son continuas y se dan principalmente desde la base del cráter, a través de fisuras en el cuerpo de lava. También se observa importante presencia de azufre nativo, que se origina por la emisión de gases.
- Figura 5.1 Mapa de localización de muestras del volcán Misti tomadas entre los años 2005 a 2008.
- Figura 5.2 Fotos de algunas secciones delgadas de rocas del Misti. A) Escoria andesítica de textura intersertal donde se distingue un cristal de olivino y cristales de plagioclasa. B) Lava andesítica de textura porfírica donde se distingue un cristal zonado de plagioclasa y cristales de clinopiroxeno. C) Lava de textura intersertal en donde se distingue un cristal de anfíbol con grueso borde oxidado, rodeado de microcristales de plagioclasa. D) Pómez dacítica de textura porfírica donde se distinguen cristales de plagioclasa y anfíbol. E) Escoria andesítica donde se distinguen cristales de plagioclasa y clinopiroxeno. F) Pómez andesítica con un grueso cristal de plagioclasa zonado y fenocristales de ortopiroxeno.
- Figura 5.3 El diagrama Presión (y profundidad) – Temperatura de anfíboles pertenecientes al volcán Misti.
- Figura 5.4 Composiciones de rocas del Misti en el diagrama AFM ($A = Na_2O + K_2O$; $F = FeO^*$; $M = MgO$) de Kuno (1968), indicando el carácter calcoalcalino del conjunto de rocas.
- Figura 5.5 Composición de las rocas del volcán Misti en el diagrama Total de alcalis vs. Sílice (TAS), según Le Bas et al. (1986).
- Figura 5.6 Diagrama K_2O vs. SiO_2 de Peccerillo & Taylor (1976), que muestra las rocas del Misti son moderadamente a fuertemente potásicos.

- Figura 5.7 Diagramas de Harker para los elementos mayores. El índice de diferenciación es SiO_2 . Px = piroxeno, Anf = anfíbol, Pl = plagioclasa, Fk = Feldespato potásico.
- Figura 5.8 Diagramas de variaciones de elementos traza en función de SiO_2 . Todos los valores se expresan en ppm, excepto el SiO_2 expresado en peso %.
- Figura 5.9 Diagrama multielementos de rocas del volcán Misti normalizados con respecto al manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).
- Figura 5.10 Espectros de Tierras Raras (REE) normalizadas a condritas (Sun & McDonough, 1989) de rocas del volcán Misti.
- Figura 5.11 Composiciones isotópicas de Sr y Nd de lavas del Misti. Las gamas de composiciones relativas a los arcos intraoceánicos y a las Zonas Volcánicas del Sur (SVZ), Central (CVZ) y Norte (NVZ) de los Andes también son presentados (según Davidson et al., 1991).
- Figura 5.12 Diagramas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. SiO_2 wt% y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. SiO_2 wt% de rocas del Misti.
- Figura 5.13 Diagrama d^{18}O vs. SiO_2 wt% de rocas del Misti (Rivera, 2010).
- Figura 5.14 Diagramas d^{18}O vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et d^{18}O vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para las rocas del volcán Misti.
- Figura 5.15 Diagrama multielemento que muestra los resultados del cálculo de la AFC para varios porcentajes de asimilación del contaminante (macizo de Arequipa) que participa en la evolución de rocas del Misti.
- Figura 6.1 Diagrama donde se muestran los principales peligros identificados en el volcán Misti, tales como peligros por caídas de ceniza, flujos piroclásticos, flujos de escombros (lahares o flujos de lodo), flujos de lava y avalanchas de escombros. (modificado de Myers et al., 2000).
- Figura 6.2 Mapa de isópacas del depósito de caída de ceniza asociado a la erupción del volcán Misti de 1440-1470AC (tomado de Thouret et al., 2001).
- Figura 6.3 Columna eruptiva formada durante la erupción vulcaniana del volcán Ubinas 2006-2008. Esta columna posee aproximadamente 1 km de altura y se originó luego de una explosión ocurrida el 24 de abril del 2007, a las 9:24 a.m. (foto tomada de Mariño et al., 2012).
- Figura 6.4 Depósito de lahar de coloración blanquecina en la quebrada Pinchollo, a más de 14 km al norte del volcán Sabancaya. Estaría relacionado a lahares emplazados entre noviembre y diciembre de 1990.
- Figura 6.5 Columna eruptiva pliniana del volcán Chaitén (Chile), de más de 7 km de altura, formada durante la erupción de 2008 (Foto de Raúl Bravo).
- Figura 6.6 Mapa de isópacas del depósito de caída de ceniza asociado a la erupción del volcán Misti de 2050 años B.P. (tomado de Thouret et al., 2001).
- Figura 6.7 Mapa de isópacas del depósito de caída de ceniza Autopista, del volcán Misti (tomado de Cacya et al., 2007).
- Figura 6.8 Columna eruptiva de varios kilómetros de altura, formada durante la erupción pliniana del volcán Pinatubo, del 12 de junio de 1991 (Foto de Richard Hoblitt, USGS). La columna eruptiva alcanzó mas de 30 km de altura, por lo que fue catalogada como una erupción con IEV 6.
- Figura 6.9 Mapa de isópacas de la erupción del volcán Huaynaputina de 1600 d.C. (tomado de Thouret et al., 1999b). El volcán Misti en el pasado ha presentado erupciones similares, con IEV entre 5 a 6. Por esta razón un escenario similar al del Huaynaputina de 1600 d.C., es posible ocurra.
- Figura 6.10 Flujo piroclástico que se desplaza por el flanco SE del Merapi el 7 de junio de 2006. Fotografía de Research and Technology Development Agency for Volcanology, Yogyakarta (BPPTK).
- Figura 6.11 Cicatriz en forma de herradura originada por el colapso de flanco del volcán monte St. Helens de mayo de 1980. La cicatriz posee aproximadamente 1.5 km de diámetro (Foto de Lyn Topinka, USGS, 19/05/1982).
- Figura 6.12 Imagen de Google Earth que muestra la cicatriz de colapso en forma de herradura y abierto hacia el oeste, en el sector norte del volcán Ticsani. Esta cicatriz tiene cerca de 3 km de diámetro y se originó por el colapso de flanco de dicho volcán.

- Figura 7.1 Mapa de peligros principal para peligros múltiples. La zona roja es la de alto peligro, la zona naranja es de moderado peligro y la zona amarilla es de bajo peligro.
- Figura 7.2 Roseta que muestra la dirección preferente de vientos a 5865, 9690 y 10960 msnm. Las líneas rojas representan la dirección y velocidad de los vientos. Fuente: IGP, con datos de NCEP/NCAR, 1979-1998.
- Figura 7.3 Mapa de peligros por caídas de ceniza para una erupción de magnitud baja, con VEI 2. Ha sido elaborado a escala 1/250000.
- Figura 7.4 Roseta que muestra la dirección preferente de vientos a 12445, 16645, 20662 y 26415 msnm. Fuente: IGP, con datos de NCEP/NCAR, 1979-1998.
- Figura 7.5 Mapa de peligros por caídas de ceniza y pómez para una erupción de magnitud grande, con VEI 3 a 6. Ha sido elaborado a escala 1/800000.
- Figura 7.6 Mapa de peligros por flujos de barro o lahares del volcán Misti. Ha sido elaborado a escala 1/500000.
- Figura 8.1 Óleo del siglo XIX del pintor arequipeño José G. Álvarez. Muestra la fundación Inca de Arequipa.
- Figura 8.2 Óleo del siglo XIX del pintor arequipeño José G. Álvarez. Muestra la fundación española de Arequipa, ocurrida el 15 de agosto de 1540. Talleres Cuzzi y Cía. S.A., 1990.
- Figura 8.3 Fotografía aérea de la ciudad de Arequipa tomado en 1944. En dicho año tenía poco más de 80 mil habitantes. A la izquierda el centro histórico de la ciudad y la expansión urbana incipiente alrededor de dicho centro. A la derecha el río Chili, está rodeado por la campiña (Fuente: SAN).
- Figura 8.4 Fotografía aérea de la ciudad de Arequipa y el volcán Misti tomado el año 1947. Se puede observar la incipiente expansión urbana en dirección del volcán Misti (Alto Selva Alegre y Miraflores). También se muestran las principales unidades geomorfológicas de la zona (Fuente: SAN).
- Figura 8.5 Mapa de uso de suelo de la ciudad de Arequipa al año 2000, elaborado en el marco del Plan Director de la Ciudad 2002. Fuente: Municipalidad Provincial de Arequipa.
- Figura 8.6 Imagen Landsat (2001) de la ciudad de Arequipa y el volcán Misti. Puede observarse el crecimiento de la ciudad hacia el volcán Misti, principalmente los distritos de Alto Selva Alegre, Miraflores, Mariano Melgar y Paucarpata.
- Figura 8.7 Presentación pública del mapa de peligros del volcán Misti en los ambientes de la Municipalidad Provincial de Arequipa. Están presentes el Alcalde de la Municipalidad Provincial, Sr. Simón Balbuén; el Jefe Regional Sur del INDECI, el Gral. (re) Carlos Nacarino; el Alcalde de la Municipalidad Distrital de Selva Alegre, Sr. Antonio Gamero; así como representantes del INGEMMET y Gobierno Regional de Arequipa. 17/01/2008.
- Figura 8.8 Noticia sobre la presentación del mapa de peligros del volcán Misti. Se resaltan la utilidad del mapa, así como la necesidad de implementar acciones de prevención frente al riesgo volcánico. 18/01/2008.
- Figura 8.9 Entrega del mapa de peligros al Presidente del Gobierno Regional de Arequipa, Dr. Juan Manuel Guillén. 27/04/2008.
- Figura 8.10 Explicación y entrega del mapa de peligros al Rector de la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, Dr. Rolando Cornejo Cuervo. 10/01/2008.
- Figura 8.11 Difusión del mapa de peligros del volcán Misti, durante el Día de la Solidaridad. Plaza de Armas de Arequipa, 31/05/2011.
- Figura 8.12 Campaña de sensibilización con carro alegórico e información del mapa de peligros del volcán Misti. Plaza de Armas de Arequipa, 15/08/2011.
- Figura 8.13 Stand del INGEMMET durante campaña de sensibilización para reducir el riesgo de desastres en Arequipa (11/11/2011). Se distribuyeron decenas de ejemplares del mapa de peligros del Misti.
- Figura 8.14 Infografía del mapa de peligros del volcán Misti, publicada en el diario La República en el año 2008. Con un lenguaje sencillo se explica el significado y utilidad del mapa de peligros.
- Figura 8.15 Mapa de peligros del volcán Misti expuesto en la IE María Auxiliadora. 30/11/2012.

- Figura 8.16 Explicación del mapa de peligros del volcán Misti a estudiantes de la IE Calienes. 24/06/2011.
- Figura 8.17 Escolares de la Institución Educativa San Francisco de Asís ubican sus viviendas en el mapa. 10/01/2010.
- Figura 8.18 Escolares de la IE Alfred Binnet elaboran maquetas de volcanes. De esta forma aprenden de los peligros volcánicos. 15/07/2011.
- Figura 8.19 Escolares de la IE Diego Thomson en una marcha de sensibilización, difundiendo un cartel titulado «SELVALEGRE NO CREZCAS MÁS: EL MISTI ESTÁ CERCA
- Figura 8.20 Escolar de la IE Nuestra Señora del Pilar muestra su trabajo en el concurso de dibujo 2009.
- Figura 8.21 Escolar de la IE García Hoz durante el concurso de dibujo 2010.
- Figura 8.22 Escolar de la IE Amadeus Mozart durante el concurso de dibujo 2010.
- Figura 8.23 Calendario 2007, en base al concurso de dibujo en la IE Diego Thomson de Alto Selva Alegre.
- Figura 8.24 Calendario 2011, en base al concurso de dibujo en la IE Wolfgang Amadeus Mozart del distrito de J.L. Bustamante y Rivero.
- Figura 8.25 Calendario 2009, en base al concurso de dibujo en la IE María Reyna del Cercado, Arequipa.
- Figura 8.26 Calendario 2010, en base al concurso de dibujo en la IE Nuestra Señora del Pilar, Arequipa.
- Figura 8.27 Clausura del «V Foro Internacional sobre Peligros Volcánicos y Sísmicos», a cargo del Gral. Palomino, Jefe Nacional del INDECI (Septiembre 2010).
- Figura 8.28 Participantes del «V Foro Internacional sobre Peligros Volcánicos y Sísmico», llevado a cabo en la ciudad de Arequipa (Setiembre, 2010).
- Figura 8.29 Entrega de recordatorios a los expositores extranjeros del V Foro, provenientes de Canadá, México, Chile, Costa Rica y Argentina (Septiembre, 2010).
- Figura 8.30 Afiches de los cinco foros internacionales sobre peligros volcánicos y sísmicos organizados en las regiones de Arequipa y Moquegua.
- Figura 8.31 Evacuación de pobladores en camiones MAN del Ejército Peruano durante el primer simulacro.
- Figura 8.32 Caravana donde se trasladan representantes de las instituciones organizadoras del primer simulacro, entre ellas el INGEMMET.
- Figura 8.33 Evacuación de pobladores del distrito de ASA. Algunos tienen mascarillas de protección para hacer más real el simulacro.
- Figura 8.34 Los pobladores son ayudados a descender de los vehículos por personal de la Cruz Roja, Policía Nacional y del Ejército del Perú.
- Figura 8.35 Refugio implementado en la Vía de Evitamiento, en el distrito de Cerro Colorado, bajo normas de ESFERA.
- Figura 8.36 Pobladores dentro de las carpas instaladas en el refugio.
- Figura 8.37 Preparación de la evacuación en el Centro de Operaciones de Emergencia Regional (COER). El mapa de peligros del volcán Misti fue utilizado constantemente.
- Figura 8.38 Semáforo de Alerta Volcánica, preparado por el INGEMMET, en base a anteriores crisis volcánicas y los escenarios eruptivos del Misti.
- Figura 8.39 Cuadernillo Aprendiendo a vivir con el volcán, donde se explica a la población sobre la formación de volcanes, peligros volcánicos y medidas de prevención ante erupciones volcánicas.
- Figura 8.40 Afiche oficial del primer simulacro, diseñado por el INGEMMET e impreso por el Gobierno Regional de Arequipa.
- Figura 8.41a y b Difusión del primer simulacro a través de la prensa escrita de Arequipa.
- Figura 8.42 Capacitación a pobladores del AA.HH Juan XXII, a cargo de un profesional del INGEMMET, sobre temas de peligros volcánicos, 23/11/2013.

- Figura 8.43 Capacitación a pobladores del AA.HH Girasoles, a cargo de profesional del INGEMMET, sobre temas de peligros volcánicos. 25/11/2013.
- Figura 8.44 Afiche preparado para la difusión del segundo simulacro de evacuación por erupción volcánica del Misti, en el distrito de Miraflores, Arequipa.
- Figura 8.45 Refugio implementado en el estadio de Characato. Se implementaron siete sectores con carpas, uno para cada AA.HH.
- Figura 8.46 Pobladores de Miraflores esperan abordar los buses que les trasladarán al refugio.
- Figura 8.47 Pobladores de Miraflores abordan un bus durante el segundo simulacro de evacuación.
- Figura 8.48 Niños de Miraflores son trasladados hacia el refugio durante el segundo simulacro de evacuación.
- Figura 8.49 Pobladores evacuados arriban al refugio, situado en el estadio de Characato.
- Figura 8.50 Pobladores de los distintos AA. HH. de Miraflores son ubicados de forma ordenada en las carpas del refugio.
- Figura 8.51 Simulación de un «herido» que es atendido por personal del sector salud y Cuerpo de Bomberos.
- Figura 8.52 Una familia evacuada permanece dentro de la carpa. Se repartieron mascarillas de protección frente a caídas de ceniza.
- Figura 8.52 Una familia evacuada permanece dentro de la carpa. Se repartieron mascarillas de protección frente a caídas de ceniza.
- Figura 8.53 Inspección del refugio a cargo de autoridades regionales y locales.
- Figura 8.54 Breve ceremonia llevada a cabo al final del proceso de evacuación de los pobladores de Miraflores.
- Figura 8.55 Reporte periodístico del día 28 de Noviembre del 2010, que da cuenta del 2do Simulacro de evacuación llevado a cabo un día antes en el Distrito de Miraflores. Los pobladores y autoridades coinciden en señalar que fue un buen ejercicio de prevención.
- Figura 8.56 Ingreso de escolares de Instituciones Educativas de Arequipa al Centro de Sensibilización para la Gestión de Riesgos de Arequipa.
- Figura 8.57 Sala de Riesgo Volcánico, conformado por maquetas y posters.
- Figura 8.58 Maqueta donde se representa la estructura interna de un volcán, así como la columna eruptiva. Contiene una leyenda explicativa de las partes del volcán.
- Figura 8.59 Maqueta del volcán Misti, la ciudad de Arequipa y zonificación de peligros volcánicos. Figuran las principales avenidas, puentes y hospitales, lo cual permite nos ubiquemos con facilidad.
- Figura 8.60 Escolares observan la maqueta del volcán Misti, la ciudad de Arequipa y el mapa de peligros volcánicos.
- Figura 8.61 Congresistas de la República, miembros de la Comisión de Defensa, acompañados del Jefe Nacional del INDECI, reciben explicación de personal del INGEMMET sobre lo expuesto en la Sala de Riesgo Volcánico.
- Figura 8.62 Presidente del Consejo Directivo del INGEMMET, Ing. Susana Vilca, visita la Sala de Riesgo Volcánico.
- Figura 8.63 Señalización de los límites de expansión urbana en el distrito de ASA, a cargo de los pobladores, con apoyo de su municipio.
- Figura 8.64 Paneles que alertan sobre el límite de expansión urbana en el distrito de ASA. En la foto, funcionarios del INDECI, INGEMMET y la municipalidad de ASA inspeccionan la señalización.

Tablas

- Tabla 8.1 Evolución del crecimiento poblacional de Arequipa Metropolitana, entre los 1741 y 2007 (Fuente: INEI, 2005 y 2007). El dato del año 2011 es aproximado.



Av. Canadá 1470 - San Borja, Lima 41, Perú

Teléfono: 051 - 1- 618 9800

Fax: 051-1-225-3063 | 051-1-225-4540

www.ingemmet.gob.pe

comunicacion@ingemmet.gob.pe