INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica
N°100

Geología y nuevos mapas de peligros del volcán Misti

Kevin Cueva Sandoval Jersy Mariño Salazar

Lima, Perú
2025

INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica
N° 100

Geología y nuevos mapas de peligros del volcán Misti

Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico

Kevin Cueva Sandoval
Jersy Mariño Salazar

Lima, Perú
2025

Geología y nuevos mapas de peligros del volcán Misti
INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica
N° 100

Depósito Legal N° 2025-13979
ISBN: 978-612-5215-09-3

Autores:
Kevin Cueva Sandoval
Jersy Mariño Salazar

Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico
Av. Canadá 1470, San Borja, Lima, Perú
Primera edición digital, diciembre de 2025

© INGEMMET

Presidente Ejecutivo: Humberto Chirif Rivera

Gerente General: Enrique Paiva Venero

Comité Editor: Carlos Talavera Flores, Walther León Lecaros, Carlos Miranda Vargas

Dirección encargada del estudio

Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico: Walther León Lecaros

Unidad encargada de edición

Unidad de Relaciones Institucionales: Carlos Miranda Vargas

Revisión Técnica: Nelida Manrique Llerena

Revisor Externo: Christopher Harpel

Corrección gramatical y de estilo: MELSEG COMUNICACIONES E.I.R.L.

Diagramación: Ariana Paredes Cruzado

Fotografía de la carátula: Vista hacia el norte del volcán Misti

Referencia bibliográfica
Cueva, K. & Mariño, J. (2025) - *Geología y nuevos mapas de peligros del volcán Misti.* Lima: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico, 192 p. INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 100.

Publicación disponible en libre acceso en el Repositorio Institucional del INGEMMET. 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 y no se haga uso con propósitos comerciales https://repositorio.ingemmet.gob.pe.

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

Contenido

RESUMEN **5**

ABSTRACT **7**

CAPÍTULO I **9**
INTRODUCCIÓN 9
1.1 UBICACIÓN 10
1.2 POBLACIÓN 11
1.3 ANTEDECENTES 11

CAPÍTULO II **13**
GEOMORFOLOGÍA Y CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES 13
2.1 MARCO GEOMORFOLÓGICO 13
2.2 CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES Y GEODINÁMICAS 16

CAPÍTULO III **19**
GEOLOGÍA 19
3.1 EVOLUCIÓN DEL VOLCÁN MISTI 19
3.2 DEPÓSITOS EMITIDOS 19
3.3 TEFROESTRATIGRAFÍA DE LOS ÚLTIMOS 50 000 AÑOS 27
3.4 ACTIVIDAD HISTÓRICA DEL VOLCÁN MISTI 63
3.5 PETROGRAFÍA DE ROCAS PIROCLÁSTICAS DEL VOLCÁN MISTI 64
3.6 GEOQUÍMICA DE ROCAS PIROCLÁSTICAS DEL VOLCÁN MISTI 86
3.6.1 Método analítico 86
3.6.2 Clasificación de la serie 87
3.6.3 Elementos mayores 87

CAPÍTULO IV **89**
EVALUACIÓN DE PELIGROS Y ELABORACIÓN DE MAPAS DE PELIGROS VOLCÁNICOS 89
4.1 MAPA DE PELIGROS POR LAHARES 91
4.2 MAPA DE PELIGROS POR CAÍDAS PIROCLÁSTICAS 106
4.3 MAPA DE PELIGROS POR FLUJOS PIROCLÁSTICOS 116
4.4 MAPA DE PELIGROS POR FLUJOS DE LAVA 135
4.5 MAPA DE PELIGROS POR AVALANCHAS DE ESCOMBROS 148

CONCLUSIONES **165**

RECOMENDACIONES **167**

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS **169**

ANEXOS **181**

RELACIÓN DE MAPAS E ILUSTRACIONES **183**

RESUMEN

El volcán Misti se encuentra en la región Arequipa, la segunda ciudad más poblada de Perú, forma parte de la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVCA). Su cráter dista 18 km del centro de la ciudad. Se emplazó sobre un substrato conformado por ignimbritas y depósitos volcanoclásticos del Mioceno-Pleistoceno. Thouret et al., (2001) menciona que el Misti está constituido por 4 edificios; sin embargo, las lavas datadas en 833 ka fueron propuestas como parte del CV Chachani (Aguilar et al., 2022). Por ello, se ha planteado que el Misti tendría sus inicios hace aproximadamente 112 ka, y está constituido por flujos de lava, flujos y caídas piroclásticas. Posteriormente, se emplazó entre los 4400 y 5400 m s.n.m., con una edad de 50-40 hasta 14 ka, el que está conformado por flujos de lavas en bloques, domos, así como depósitos piroclásticos. El edificio más reciente se construyó en los últimos 14 a 11 ka, por encima de los 5400 m s.n.m., producto principalmente de erupciones explosivas que emplazaron flujos y caídas piroclásticas.

La última erupción de gran magnitud ocurrió hace aproximadamente 2 ka años y tuvo un Índice de Explosividad Volcánica (IEV) entre 4 y 5 (Thouret et al., 2001; Harpel et al., 2011). El Misti ha presentado una última erupción a mediados del siglo XV con un IEV 2 (Chávez, 1992). La geomorfología y aspecto cónico del volcán Misti, se debe a varias erupciones de lava que infrayacen a depósitos piroclásticos provenientes de erupciones explosivas. Actualmente, en el interior del cráter se distingue un domo de lava, por cuyas fracturas se producen emisiones de gases, que evidencia la actividad del macizo.

Se realizaron trabajos de tefroestratigrafía en las zonas O, SO, S, SE del volcán Misti, correspondiendo a las zonas altas de Cayma, Alto Selva Alegre, Mariano Melgar, Miraflores y Chiguata; así como en las márgenes del río Chili, en los cuales se identificaron depósitos de caídas piroclásticas, flujos piroclásticos y lahares. La actividad eruptiva explosiva del volcán Misti en los últimos 50 ka, estuvo caracterizada principalmente por emisiones de caídas piroclásticas y flujos piroclásticos. Se elaboraron 20 columnas tefroestratigráficas, que evidencian que el volcán Misti ha emplazado por lo menos 34 depósitos de caídas piroclásticas en el sector NO-O-SO y 22 en el S-SE respectivamente, generados por erupciones explosivas grandes de tipo pliniano, sub pliniano y vulcaniano.

Los productos del volcán Misti presentan fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita, piroxeno y a veces olivino. Los análisis químicos de elementos mayores y traza de las caídas piroclásticas de los últimos 50 ka, fueron realizados en el laboratorio de química del Ingemmet. Las rocas son principalmente de composición andesítica, así 33 depósitos de caídas son andesíticas (57.8 – 62.9 wt% SiO_2), 16 depósitos de caídas son de composición dacítica (63.3 – 69.6 wt% SiO_2), 12 depósitos de caídas son de composición riolítica (69.9 – 74.8 wt% SiO_2), 4 caídas de composición tranqui-andesita y 2 caídas de composición andesita basáltica. Las rocas más riolíticas corresponden a muestras tomadas de la caída "Cogollo", con valores de SiO_2 entre 72.2 – 74.8 en wt%. También resaltan las caídas de composición andesita basáltica como la caída "Sándwich superior" (55.7 wt% SiO_2), la caída "Clasto soportado con bloques de líticos" (55.3 wt% SiO_2) y un depósito de flujo piroclástico de composición andesita basáltica (64.5% wt% SiO_2).

Los principales peligros del volcán Misti corresponden a lahares, caídas piroclásticas, flujos piroclásticos, flujos de lava y avalanchas de escombros. Se realizaron 05 mapas de peligros, que están basados en la cartografía geológica, escenarios eruptivos, reconstrucción de la historia eruptiva, dinamismo eruptivo y la caracterización de los peligros en base a la recurrencia y magnitud de sus erupciones.

El mapa de peligros por lahares se elaboró utilizando el software VolcFlow. Se delimitaron 3 zonas de peligrosidad (Alto, Moderado y Bajo). En base a los datos de precipitaciones pluviales en Arequipa, se ha establecido una precipitación acumulada de 30 mm (alto peligro), las precipitaciones de 50 mm son de recurrencia moderada (moderado peligro) y la precipitación acumulada de 124.5 mm es la de menor recurrencia y probabilidad (bajo peligro). Las zonas de peligro se encuentran principalmente al fondo de las quebradas que descienden del volcán Misti, así como en los ríos Chili y Socabaya. Las principales zonas urbanas involucradas son: Avs. Venezuela, Los Incas, La Marina, Sepúlveda y Arancota. También el Parque Selva Alegre, Charcani, Chilina, Porongoche, Terminal Terrestre, Paucarpata, Chiguata, Socabaya y Tingo Grande.

Se elaboraron 03 mapas de peligros por caídas piroclásticas del volcán Misti. Se realizaron utilizando el software Ash 3D. Los escenarios de peligros corresponden a una erupción con IEV 1-2 (volumen DRE 0.006 km^3), una erupción con IEV 3-4 (volumen DRE 0.5 km^3) y una erupción con IEV 5 (volumen DRE 1 km^3).

El mapa de peligros por flujos piroclásticos (PDCs) se realizó utilizando el código VolcFlow de 1 y 2 fases. Se utilizaron volúmenes de 1 a 50 millones de m^3, 50 a 100 millones de m^3 y 100 a 1000 millones de m^3; para erupciones con IEV 2 y 3 (alto peligro), IEV 3 y 4 (moderado peligro) y IEV 5 (bajo peligro), respectivamente. La zona de alto peligro (rojo) comprende los sectores proximales y mediales desde el cráter del volcán Misti hasta 13 km de distancia. La parte densa de los PDC's se encausarían por las quebradas y un limitado sector de la ciudad de Arequipa podría ser afectada por flujos piroclásticos que descienden por la quebrada Huarangal. La zona de moderado peligro (anaranjado) comprende los sectores mediales, hasta 14 km del cráter. La parte densa se encausaría por las quebradas, expandiéndose hasta llegar a los ríos Chili y Andamayo. También serían afectados parte de los distritos de Alto Selva Alegre, Mariano Melgar y Paucarpata. La zona de bajo peligro (amarillo) comprende los sectores mediales y distales, hasta 25 km de distancia. Los distritos de Alto Selva Alegre, Mariano Melgar, Paucarpata, el cercado de Arequipa, Miraflores, Socabaya, Chiguata y parte de Yanahuara, se verían afectados por el emplazamiento de PDC's. Estos fácilmente pueden alcanzar también los ríos Chili y Andamayo.

El mapa de peligros por flujos de lava se realizó en base a 3 escenarios propuestos con 2000 iteraciones utilizando el software Q-LavHA FLOWGO, con espesores mínimos y máximos, así como tasas de erupción diversos. Debido a la menor altura del cráter en el sector sur, se simularon los flujos de lava hacia el flanco sur. Así estos flujos se canalizan en las quebradas San Lázaro, Huarangal, Agua Salada, Peña Colorada, Moto y Honda. La zona de alto peligro (rojo) puede ser afectada por flujos de lava entre 15-40 m de espesor, que alcanzarían entre 5-7 km. La zona de moderado peligro (anaranjado) puede ser afectada por flujos de lava entre 40-80 m de espesor, con un alcance entre 7-8 km. La zona de bajo peligro (amarillo) puede ser afectada por flujos de lava entre 80-100 m de espesor, con un alcance entre 8-9 km.

El mapa de peligros por avalanchas de escombros se realizó con simulaciones en el código VolcFlow. Las simulaciones muestran que se pueden generar colapsos parciales de los flancos noroeste y suroeste, debido a la morfología del edificio volcánico. Las zonas de alto y moderado peligro no llegan hasta las zonas urbanas de la ciudad. Sin embargo, la zona de bajo peligro abarca hasta las partes altas de los distritos Alto Selva Alegre, Miraflores, Mariano Melgar, Paucarpata y Chiguata. Las avalanchas de escombros pueden eventualmente represar los ríos Chili y Andamayo, así como destruir la central hidroeléctrica de Charcani V.

ABSTRACT

The Misti volcano is located in the Arequipa region, the second most populous city in Peru, it is part of the Central Volcanic Zone of the Andes (CVZA). Its crater is 18 km from the city center. It was placed on a substrate made up of ignimbrites and volcanoclastic deposits from the Miocene-Pleistocene. Thouret et al., (2001) mention that the Misti is made up of 4 buildings, however, the lavas dated to 833 ka were proposed as part of the Chachani CV (Aguilar et al., 2022). For this reason, it has been proposed that the Misti would have its beginnings approximately 112 ka ago, and is made up of lava flows, pyroclastic flows and tephra falls. Later, it was located between 4400 and 5400 meters above sea level, with an age of 50-40 to 14 ka, which is made up of lava flows in blocks, domes, as well as pyroclastic deposits. The most recent building was built in the last 14 - 11 ka, above 5400 meters above sea level, mainly the product of explosive eruptions that placed pyroclastic flows and tephra falls. The last large-scale eruption occurred approximately 2 ka years ago and had a Volcanic Explosivity Index (VEI) between 4 and 5 (Thouret et al., 2001; Harpel et al., 2011). El Misti has presented a last eruption in the mid-fifteenth century with an VEI 2 (Chávez, 1992). The geomorphology and conical appearance of the Misti volcano is due to several lava eruptions that underlie pyroclastic deposits from explosive eruptions. Currently inside the crater there is a lava dome, whose fractures produce gas emissions, which shows the activity of the massif.

Tephrostratigraphy work was carried out in the O, SO, S, SE zones of the Misti volcano, corresponding to the high areas of Cayma, Alto Selva Alegre, Mariano Melgar, Miraflores and Chiguata; as well as on the banks of the Chili River, in which deposits of pyroclastic falls, pyroclastic flows and lahars were identified. The explosive eruptive activity of the Misti volcano in the last 50 ka was mainly characterized by emissions from pyroclastic falls and pyroclastic flows. 20 tephrostratigraphic columns were elaborated, which show that the Misti volcano has emplaced at least 34 pyroclastic fall deposits in the NW-SW sector and 22 in the S-SE, respectively, generated by large explosive eruptions of Plinian, sub-Plinian and Vulcanian type.

The products of the Misti volcano present phenocrysts of plagioclase, amphibole, biotite, pyroxene and sometimes olivine. The chemical analyses of major elements and traces of the pyroclastic falls of the last 50 ka were carried out in the chemistry laboratory of INGEMMET. The rocks are mainly of andesitic composition, thus 33 tephra fall deposits are andesitic (57.8 – 62.9 wt% SiO_2), 16 fall deposits are of dacitic composition (63.3 – 69.6 wt% SiO_2), 12 fall deposits are of rhyolitic composition (69.9 – 74.8 wt% SiO_2), 4 falls of tranqui-andesite composition and 2 falls of basaltic andesite composition. The most rhyolitic rocks correspond to samples taken from the "Cogollo" fall, with SiO_2 values between 72.2 – 74.8 in wt%. Also noteworthy are the basaltic andesite composition falls such as the "Upper Sandwich" fall (55.7 wt% SiO_2), the "Clasto supported with lithic blocks" fall (55.3 wt% SiO_2) and a pyroclastic flow deposit of basaltic andesite composition (64.5% wt% SiO_2).

The main hazards of the Misti volcano correspond to lahars, pyroclastic falls, pyroclastic flows, lava flows and debris avalanches. 05 hazard maps have been made, which are based on geological cartography, eruptive scenarios, reconstruction of the eruptive history, eruptive dynamism, and the characterization of the hazards based on the recurrence and magnitude of their eruptions.

The lahar hazard map was developed using VolcFlow software. 3 hazard zones were delimited (High, Moderate and Low). Based on rainfall data in Arequipa, an accumulated rainfall of 30 mm (high hazard) has been established, rainfall of 50 mm is of moderate recurrence (moderate hazard) and accumulated rainfall of 124.5 mm is the least recurrence and probability (low hazard). The hazard zones are mainly located at the bottom of the ravines that descend from the Misti volcano, as well as in the Chili and Socabaya rivers. The main urban areas involved are: Avs. Venezuela, Los Incas, La Marina, Sepúlveda and Arancota. Also the Selva Alegre Park, Charcani, Chilina, Porongoche, Terminal Terrestre, Paucarpata, Chiguata, Socabaya and Tingo Grande.

03 hazard maps were prepared due to pyroclastic falls from the Misti volcano. They were made using Ash 3D software. The hazard scenarios correspond to an eruption with VEI 1-2 (DRE volume 0.006 km^3), an eruption with IEV 3-4 (DRE volume 0.5 km^3) and an eruption with IEV 5 (DRE volume 1 km^3).

The pyroclastic flow hazard map (PDCs) was made using the 1 and 2-phase VolcFlow code. Volumes of 1 to 50 million m^3, 50 to 100 million m^3 and 100 to 1000 million m^3 were used; for eruptions with VEI 2 and 3 (high hazard), VEI 3 and 4 (moderate hazard)

and VEI 5 (low hazard) respectively. The high-hazard zone (red) comprises the proximal and medial sectors from the crater of the Misti volcano up to 13 km away. The dense part of the PDCs would be channeled through the ravines and a limited sector of the city of Arequipa could be affected by pyroclastic flows that descend through the Huarangal stream. The moderate hazard zone (orange) includes the medial sectors, up to 14 km from the crater. The dense part would be channeled through the ravines, expanding until it reached the Chili and Andamayo rivers. Part of the districts of Alto Selva Alegre, Mariano Melgar and Paucarpata would also be affected. The low-hazard zone (yellow) comprises the medial and distal sectors, up to 25 km away. The districts of Alto Selva Alegre, Mariano Melgar, Paucarpata, the Arequipa fence, Miraflores, Socabaya, Chiguata and part of Yanahuara, would be affected by the location of PDCs. These can easily reach the Chili and Andamayo rivers as well.

The lava flow hazard map was made based on 3 proposed scenarios with 2000 iterations using the Q-LavHA FLOWGO software, with minimum and maximum thicknesses, as well as diverse eruption rates. Due to the lower height of the crater in the southern sector, lava flows towards the southern flank were simulated. Thus, these flows are channeled into the San Lázaro, Huarangal, Agua Salada, Peña Colorada, Moto and Honda streams. The high-hazard zone (red) can be affected by lava flows between 15-40 m thick, which would reach between 5-7 km. The moderately endangered zone (orange) can be affected by lava flows between 40-80 m thick, with a range between 7-8 km. The low-hazard zone (yellow) can be affected by lava flows between 80-100 m thick, with a range between 8-9 km.

The hazard map for debris avalanches has been made with simulations in the VolcFlow code. The simulations show that partial collapses of the northwest and southwest flanks can be generated, due to the morphology of the volcanic edifice. High and moderate hazard areas do not reach the urban areas of the city. However, the low hazard zone covers the upper parts of the Alto Selva Alegre, Miraflores, Mariano Melgar, Paucarpata and Chiguata districts. Debris avalanches may eventually dam the Chili and Andamayo rivers, as well as destroy the Charcani V hydroelectric plant.

CAPÍTULO I
INTRODUCCIÓN

La Zona Volcánica Central de los Andes (ZVCA) es un arco volcánico de 1500 km de longitud, que se extiende desde el sur del Perú hasta el norte de Chile. La ZVCA resulta de la subducción de la placa oceánica de Nazca sobre la placa continental de Sudamérica; la dirección de convergencia de la placa de Nazca debajo del continente sudamericano es de N79ºE y tiene una velocidad media de 5 - 6 cm/año (Norabuena et al., 1999). La ZVCA en el sur peruano está constituida por estratovolcanes, complejos volcánicos, campos de flujos de lava, complejos de domos y campos de volcanes monogenéticos. Presenta un sistema silícico que produce magmas dacíticos y riolíticos (Wilson, 1980; Rivera et al., 2017).

Los estudios geológicos y vulcanológicos efectuados en el sur de Perú han permitido visualizar la intensa actividad volcánica reciente y pasada, manifestada por los 10 volcanes activos (figura 1.1), que han presentado erupciones en el Holoceno (Siebert et al., 2010; Bromley et al., 2019), tal como el volcán Misti.

El mapa de peligros del volcán Misti fue el primer mapa publicado por Ingemmet el año 2007; por lo que, en marco del proyecto GA17: "Actualización del Mapa de Peligros del volcán Misti en la ciudad de Arequipa", efectuado por la Dirección de Geología Ambiental y Riesgo del Ingemmet; se publican los nuevos mapas de peligros volcánicos del Misti, con el propósito de identificar con mayor detalle, las zonas de peligro ante una reactivación del volcán.

Uno de los objetivos de esta actualización fue realizar un estudio y correlación más detallada de columnas tefroestratigráficas en zonas proximales y mediales del volcán, que permita definir la recurrencia de erupciones explosivas. Por otro lado, se muestran mapas de peligros de cada peligro realizados en base al estudio de recurrencias eruptivas, trabajos tefroestratigráficos, planteamiento de escenarios eruptivos y simulaciones computacionales.

Se extiende el agradecimiento al Dr. Chris Harpel del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) por el apoyo brindado en la realización del estudio tefroestratigráfico, así como la elaboración de los mapas de peligros del volcán Misti. Se realizaron simulaciones utilizando el Ash3D con apoyo del Dr. Larry Mastin del Servicio Geológico de Estados Unidos. Los resultados sirvieron para realizar el mapa de peligros por caídas piroclásticas del volcán Misti.

Asimismo, un especial agradecimiento al Dr. Sylvain Charbonnier de la University South Florida (USF) de Estados Unidos, quien junto con el Dr. Valentine Gueugneau de la USF y el Dr. Jean-Claude Thouret del Laboratorio de Magmas y Volcanes - IRD, colaboraron en la realización del mapa de peligros por flujos piroclásticos del volcán Misti y su correspondiente descripción. Las simulaciones se realizaron con el código VolcFlow, durante una estadía de investigación del investigador Kevin Cueva (Ingemmet). La pasantía fue llevada a cabo y financiada por la University South Florida (USF).

Finalmente, es importante resaltar, que este estudio se ha realizado gracias a la colaboración y dedicación de los colegas Carla Arias Salazar, Juan Cuno Bayta, Ana Pari Oscalla, Andy Ancalle Quispe, César Quispe Álvarez, Andrés Ticse Huamaní y Yhon Soncco Calsina, quienes formaron parte del equipo de trabajo, resaltando su compromiso durante toda la investigación.

Figura 1.1 Mapa de ubicación de los volcanes activos de la cadena Plio-Cuaternaria del sur peruano. El Perú cuenta con 10 volcanes activos, holocénicos, simbolizado en triángulo rojo.

1.1 UBICACIÓN

El volcán Misti es el tercer volcán más activo del sur de Perú, está ubicado en la región Arequipa. Su cráter (242900N, 8196400S, 5820 m s.n.m) 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 8 km del cráter. 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 (figura 1.2).

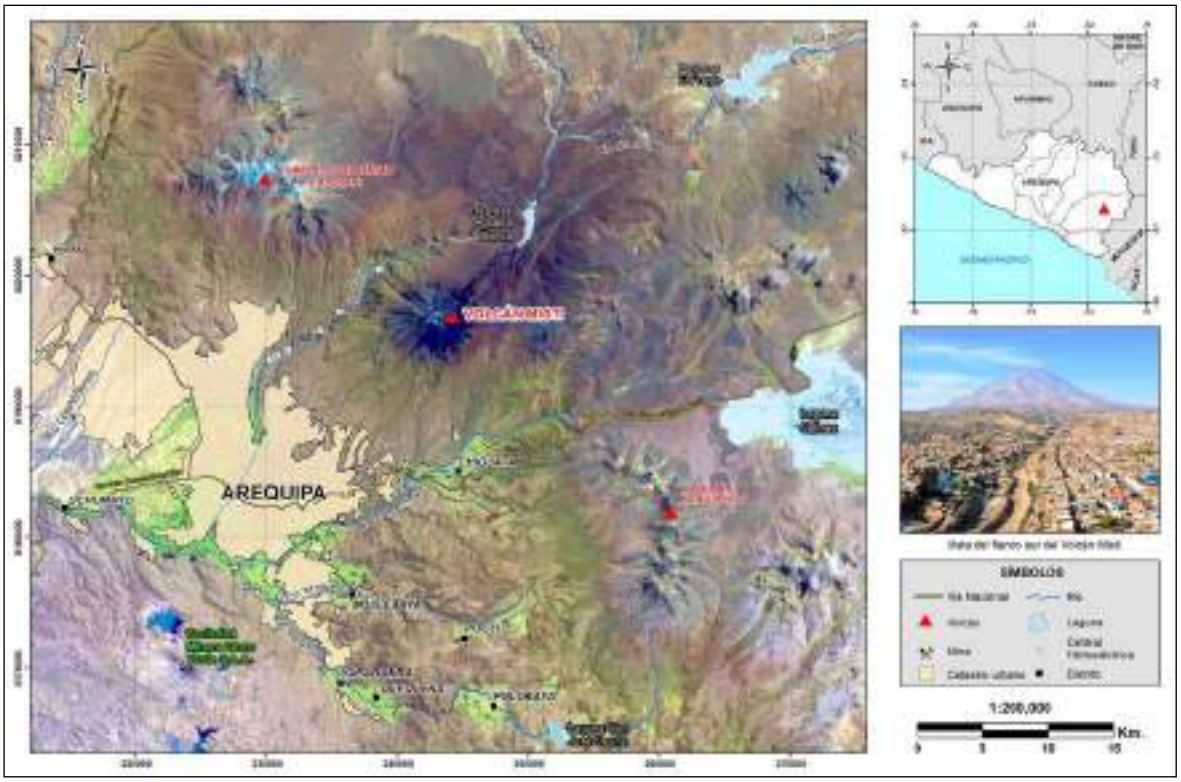


Figura 1.2 Mapa de ubicación del volcán Misti. Al pie de su flanco suroeste se localiza una depresión tectónica donde se encuentra asentada la ciudad de Arequipa.

1.2 POBLACIÓN

Arequipa es la cuarta región más poblada del Perú, donde residen 1 382 730 personas en toda la región (tabla 1), ubicándose en el área urbana el 91,8% y en el área rural el 8,2%; información recogida en los Censos Nacionales 2017: XII de Población, VII de Vivienda y III de Comunidades Indígenas, ejecutados por el Instituto Nacional de Estadística e Informática (INEI, 2017).

Entre 2007 y 2017, la población urbana aumentó en 271 946 personas, a una tasa de crecimiento promedio anual de 2,4%. Por el contrario, la población rural disminuyó en 41519 personas, a una tasa de decrecimiento promedio anual de 3,1% (Fotografía 1.1).

De las ocho provincias que conforman el departamento de Arequipa, la provincia de Arequipa concentra el 75,3% de la población (991 mil 218 habitantes), según el Censo 2017 realizado por el Instituto Nacional de Estadística e Informática (INEI, 2017).

Fotografía 1.1 Fotografía que muestra la ciudad de Arequipa. Tomada hacia el norte.

1.3 ANTEDECENTES

Algunos de los trabajos referentes a la geología del volcán Misti, consistieron en estudios puntuales sobre flujos de lava cercanos a la ciudad de Arequipa, realizados por Cárdenas (1960) y Ballón (1972).

Estudios sobre su geología, estratigrafía y geoquímica, además de esbozar planos preliminares de peligros volcánicos, fueron publicados por Macedo (1994), Legros (1994 y 1998), Suni (1999), 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; además, fue la base para la elaboración del mapa de peligros de 2007.

Por otro lado, se registran trabajos de cartografía geológica 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 1/100 000 y 1/50 000, realizados por Guevara (1969); y los mapas geológicos del Cuadrángulo de Arequipa, a escala 1/100000 y 1/50000, realizados por Chávez, A. & Guido, G. (2000).

De los estudios sobre la actividad eruptiva histórica del Misti, resaltan los efectuados por Zamácola y Jáuregui (1958), Chávez (1992), Hantke & Parodi (1966) y Siebert et al., (2010). Sobre la evolución geoquímica y petrología de los productos del volcán Misti, resaltan los trabajos de Legros (2001), Kiebala et al., (2005), Ruprecht & Wörner (2007), Cacya et al., (2007), Rivera et al., (2010 y 2017) y Takach et al., (2024).

Trabajos en detalle la sobre la erupción que emplazó la caída Sacarosa hace 38.5 a 32.4 ka, fueron publicados por Cuno (2019) y Harpel et al., (2023). Asimismo, trabajos sobre la erupción de hace 2050 años del volcán Misti, fueron publicados por Harpel et al., (2011 y 2013) Cobeñas et al., (2012 y 2014), y Tepley et al., (2013). Se realizaron estimaciones del IEV, sedimentología, estratigrafía y volumen de productos emitidos, así como estudios petrológicos y del dinamismo eruptivo.

El último trabajo publicado por INGEMMET, respecto a estudios del volcán Misti fue en el 2016, en el Boletín: "Geología y mapa de peligros del volcán Misti" (Mariño et al., 2016), donde el objetivo central fue realizar estudios de la geología, historia eruptiva, evaluación de peligros y elaboración del mapa de peligros del volcán Misti.

Trabajos de evaluación de peligros múltiples del volcán Misti, se han realizado por Delaite et al., (2005) y Sandri et al., (2014).

1.4 CLIMA

El clima en Arequipa es muy variable, de tipo semiárido, frío en los meses de mayo a agosto; mientras que en los meses de setiembre a diciembre es seco. Entre enero a abril, el tiempo de esta área está determinado por la Alta de Bolivia, por el flujo de humedad del este y por factores locales. Mientras que, en el invierno, las Depresión Aislada en Niveles Altas (DANAs) pueden generar precipitaciones aisladas, incluyendo precipitaciones sólidas; también, son frecuentes las heladas en esta temporada debido al ingreso de vientos secos del oeste en altura. Esta región presenta durante el año, en promedio, temperaturas máximas de 13°C a 19°C y temperaturas mínimas de -1°C a 5°C. Asimismo, los acumulados anuales de precipitación alcanzan valores desde los 50 mm hasta los 120 mm aproximadamente (fuente: SENAHMI).

1.5 HIDROGRAFÍA

Todos los ríos que conforman el sistema hidrográfico de Arequipa se originan entre las cumbres cordilleranas, de donde se desplazan por pronunciadas pendientes y laderas al oeste de la Cordillera Occidental, formando fértiles valles y profundos cañones, para desembocar en el Océano Pacífico.

La principal cuenca que se forma en el área de estudio es la cuenca del río Quilca-Chili.

El río Quilca se forma por la confluencia de los ríos Sihuas y Vítor, al norte y sur respectivamente. El río Vítor se forma por la confluencia de los ríos Yura, por la margen derecha, y Chili, por la margen izquierda; este último atraviesa la Ciudad de Arequipa.

Aguas abajo de la Ciudad de Arequipa, el río Chili recibe por la margen izquierda los aportes de río Tingo Grande, que se forma de los ríos Andamayo, Mollebaya y Yarabamba. Aguas arriba de la Ciudad de Arequipa, se encuentra la represa Aguada Blanca, casi inmediatamente después de la confluencia de los ríos Blanco y Sumbay que forman el río Chili. La represa Aguada Blanca (Fotografía 1.2) domina una cuenca de 3,895 km^2 (FUENTE: Ministerio de Desarrollo Agrario y Riego).

Fotografía 1.2 Fotografía que muestra la represa Aguada Blanca en el sector norte del volcán Misti.

Las partes más altas de la cuenca se desarrollan en el sector occidental de la cordillera de Los Andes, donde se ubican las obras de regulación y trasvase que sirven al Sistema Chili Regulado. El río Chili, con cuyas aguas se abastecen las represas de El Frayle, El Pañe, Aguada Blanca y Pillones, que es uno de los más importantes, no solo por el área agrícola atendida sino por los diversos usos que genera, para consumo humano, minero, energético e industrial.

CAPÍTULO II
GEOMORFOLOGÍA Y CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES

2.1 MARCO GEOMORFOLÓGICO

Cráter del volcán Misti

En la cima del estratovolcán Misti, se logra distinguir 2 cráteres anidados, en uno de ellos un domo de lava que actualmente emite gases. El cráter interior es consecuencia de la erupción ocurrida entre los años 1440-1470 (Mariño et al., 2016). Además, alrededor del cráter interno se distingue un cono de escoria de color oscuro perteneciente a material expulsado en dicha erupción (figura. 2.1). El cráter externo de más de 1 km de radio (caldera), es consecuencia de la erupción ocurrida hace 2050 años, catalogada con un IEV entre 4-5 (Thouret et al., 2001; Harpel et al., 2011; Cobeñas et al., 2012).

Figura 2.1 Cima del volcán Misti, mostrando los dos cráteres.

Valle encañonado o valle cañón (VII-e)

El cañón del río Chili es profundo, ha sido labrado por la acción del agua, en el que, se distinguen secuencias piroclásticas de los volcanes Misti y Chachani, ignimbritas, depósitos lacustrinos y el Gneis Charcani.

El cañón nace en la represa Aguada Blanca, a 3700 m s.n.m., ubicado al norte del volcán Misti. Las paredes del cañón presentan pendientes muy fuertes, entre 35° a 75°. Los primeros 5 km están orientado en dirección este-oeste y el resto en dirección noreste-suroeste con una longitud de 20 km. 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 estrechas, el cañón es menor a 30 m de ancho.

Planicie aluvial (PL-a)

La planicie aluvial (Fotografía 2.1) se inicia al final del cañón del río Chili 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 norte-sur, de aproximadamente 500 m de ancho y 200 m de profundidad. La parte media, ubicada en la parte urbana de Arequipa, es un valle un poco más amplio 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 200 m.

Fotografía 2.1 Tramo superior de la planicie aluvial (sector de Chilina). Se pueden observar las terrazas formadas por el emplazamiento de sucesivos lahares.

Abanico aluvial (A-a)

La zona de abanico aluvial (figura 2.2) se extiende entre los 2200 y 2500 m s.n.m, en los tramos finales de las quebradas que bajan del volcán Misti, tales como Pastores, San Lázaro, Barranco, El Chilcal, Venezuela, Huarangal. Este abanico presenta una pendiente aproximada de 20°, se encuentra surcado por quebradas que poseen profundidades entre 10-20 m en zonas cercanas al volcán y que son de poca profundidad al entrar a la ciudad. Está conformado por depósitos de flujos piroclásticos y una secuencia de lahares del volcán Misti. Actualmente, las quebradas que atraviesan el abanico aluvial son angostas y poco profundas en la zona urbana de la ciudad, por lo que en épocas de lluvias intensas provocan lahares que se desbordan y afectan a la población. Gran parte de la ciudad de Arequipa se encuentra asentada sobre dicho abanico aluvial. Un flujo puede desbordar más fácilmente en un canal de poca profundidad.

Flujos de lava en bloques del Pleistoceno tardío (Fl-bpt)

Esta zona presenta cerros de 50 a 300 m de altura, con pendientes moderadas a fuertes de 15–30° a 40–60° y cortados por quebradas que forman un drenaje dendrítico. Está conformado por flujos de lava del pleistoceno del volcán Misti (FL-bpt-Mi), flujos de lava del Plioceno, ubicados al este del Misti. Algunos flujos presentan superficies abigarradas, especialmente las que se encuentran cerca al aeropuerto de Arequipa (figura. 2.2). El estratocono inferior del Misti, entre los 3000 y 4400 m s.n.m, está conformado por flujos de lava del volcán Misti emplazados entre 50 y 120 mil años (Thouret et al., 2001).

Ladera piroclástica y volcanoclástica (La-pv)

La planicie de acumulación (figura. 2.2) se extiende al pie del flanco sur de los volcanes Misti y Chachani. 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 secuencias de depósitos volcanoclásticos y sedimentos epiclásticos provenientes de los volcanes Misti y Chachani.

Colina o lomada de ignimbrita (Cl-Ig)

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 (figura. 2.2). Esta zona presenta pendientes menores a 15°, está disectada por quebradas de poca profundidad, conformada por una secuencia de ignimbritas cubiertas por una delgada capa de depósitos volcanoclásticos y sedimentos epiclásticos provenientes de los volcanes Misti y Chachani. Las ignimbritas en mención se emplazaron entre 13 y 1.64 Ma (Paquereau –Lebti et al., 2006).

Ladera piroclástica y de avalanchas de escombros (LA-pav)

Las colinas afloran al norte y este de la ciudad de Arequipa, con 50 a 200 m de altura, una pendiente de 20 a 40° y están surcadas por quebradas poco profundas. Han sido formadas por depósitos de avalanchas de escombros de los volcanes Misti y Pichu Pichu, así como por flujos de lava. Las colinas cónicas o hummocks (CL-dav, figura. 2.2), son una morfología típica en depósitos de avalanchas de escombros, las cuales están asociadas a la presencia de mega bloques. Algunas de estas colinas están poblándose, especialmente en el sector oeste y norte de la ciudad de Arequipa.

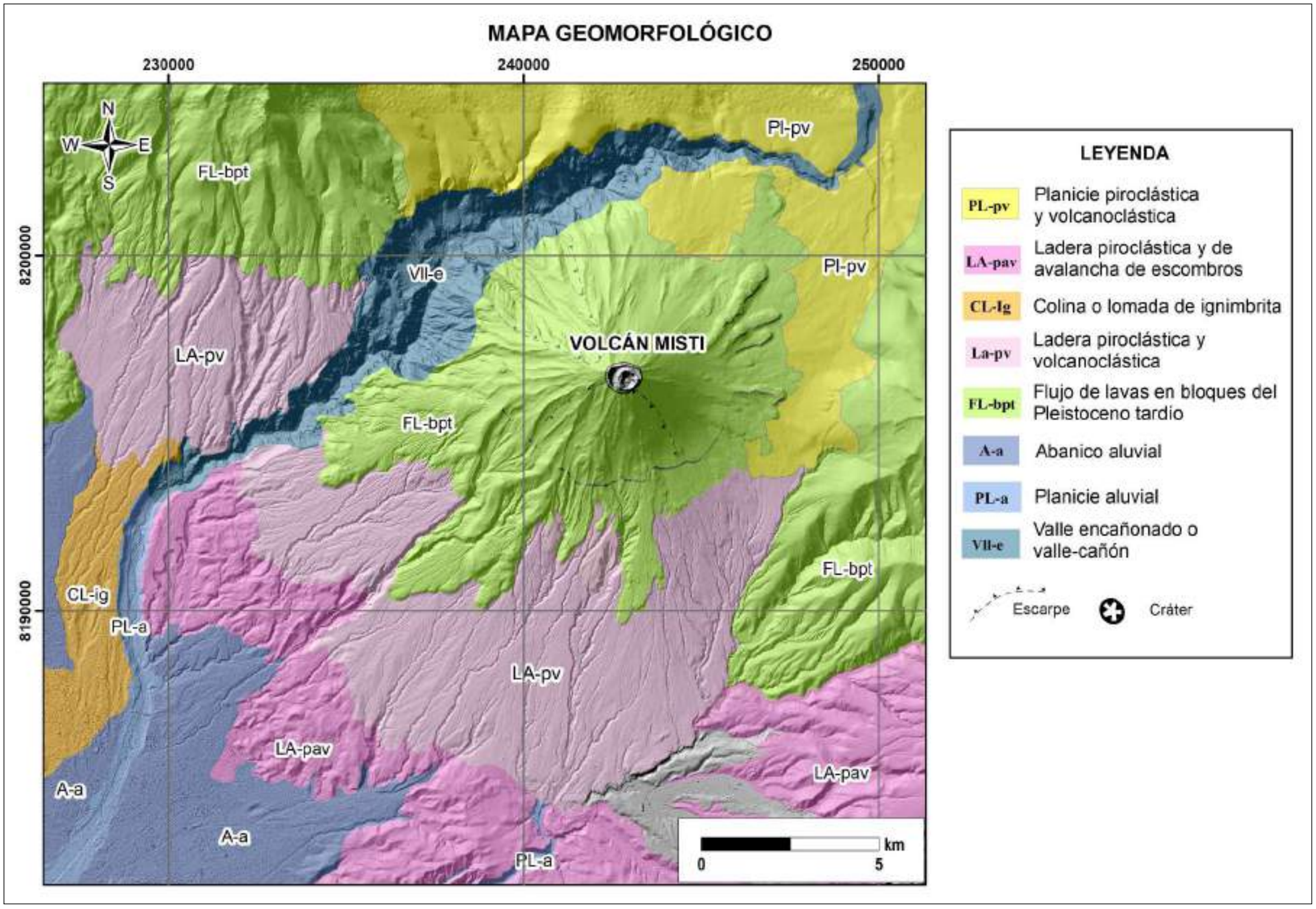


Figura 2.2 Mapa geomorfológico del área del área del volcán Misti. Se han identificado 11 unidades geomorfológicas principales. Las unidades geomorfológicas están basadas de acuerdo a las Especificaciones Técnicas (M2.1-ET-054) – DGAR – INGEMMET.

2.2 CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES Y GEODINÁMICAS

El estudio estructural comprende la compilación de trabajos de neotectónica, geomorfología de levantamiento de la superficie reciente (< 1 Ma) realizados por Benavente et al., 2017; Mariño et al., 2016 y Thouret et al., 2001, que abarcan desde la zona de piedemonte, Cordillera Occidental, hasta el arco volcánico Cuaternario, conformado por los estratovolcanes Misti y Chachani (< 1 Ma). La información estructural ha sido plasmada sobre un DEM de 4 m/pixel (figura 2.5).

En la zona de estudio se han identificado tres sistemas principales de fallas y/o lineamientos, NO-SE, NE-SO y NNE-SSO. Estas son fallas activas normales, fallas activas inversas, falla activa normal sinestral y posibles lineamientos (Benavente et al., 2017).

- Atravesando el cráter del volcán Misti, de noreste a suroeste se tiene una falla activa normal (AR-48 – Falla Chili).
- De noroeste a sureste de la represa Aguada Blanca se presenta una falla activa normal (AR-45 – Falla Aguada Blanca, AR-46 – Falla el Frayle).
- De noreste a sureste, del distrito de Yura hasta el distrito de Chiguata se identifica la intersección entre una falla activa inversa, con una falla activa normal y otra falla activa inversa (AR-32, Falla-Ayo-Lluta- Arequipa).
- De noroeste a sureste desde el distrito de Uchumayo se identificó una posible falla activa (AR-26 C, Falla Caravelí-Sicera-Lluta-Vitor), que se extiende hasta los límites fronterizos con el departamento de Moquegua.

ZONA DE PIEDEMONTE

Sistema de Fallas Caravelí-Sicera-Lluta-Vítor

Este sistema de fallas se extiende a lo largo de 290 km, con dirección de noroeste a sureste, limitando en gran parte la zona de piedemonte de la región Arequipa. El buzamiento preferencial de este sistema de falla es de 75° hacia el noreste. Constituye parte del Sistema Incapuquio-Cincha-Lluta, ubicado al sur del Perú, desde Arequipa hasta Tacna.

Se registran pocos estudios acerca de este sistema de fallas en términos de su actividad reciente. Unos de los trabajos que hablan de la actividad tectónica holocena son los realizados por Sébrier et al., 1985, donde proponen actividad compresiva en el Mioceno-Plioceno y extensional durante el Holoceno.

CORDILLERA OCCIDENTAL

Falla Ayo-Lluta-Arequipa

Se extiende a lo largo de 150 km con dirección noroeste al sureste, desde el Coropuna hasta el Pichu Pichu, cruzando el flanco pacífico de la Cordillera Occidental. De acuerdo a Benavente et al., 2017, los segmentos evidencian actividad tectónica reciente. Dicho sistema de fallas se ubica en el flanco suroeste de los volcanes Chachani, Misti y Pichu Pichu (determinado a partir de estudios geológicos, morfológicos, estructurales y geofísicos).

Este sistema de fallas atraviesa la zona de Yura e Isapampa distinguiéndose cambios abruptos en una superficie volcánica, sugiriendo movimientos inversos y normales.

De acuerdo con los análisis de información sismológica en la zona de Yura, muestra una concentración de sismos, sugiriendo que esta actividad está vinculada a la Falla de Arequipa. La prolongación de este sistema continua hacia el flanco sur del volcán Chachani identificándose fallas inversas hacia al noreste. También se muestran evidencias de este sistema de fallas en la interestratificación ubicada en el sector de Chiguata, donde ignimbritas represan el río Chiguata, generando depósitos finos lacustres de 100 m de espesor aproximadamente, dichos depósitos sirven como buenos marcadores mostrando desplazamientos del tipo normal (figura 2.3).

Figura 2.3 La fotografía con vista hacia el sur de fallas normales en la secuencia lacustre, sector de Chiguata.

Arco volcánico cuaternario y actual

Falla Aguada Blanca

La falla Aguada Blanca tiene una longitud de 35 km, con dirección noreste a sureste y buzamiento hacia el sur, formando depresiones tipo graben. La falla cruza la represa de Aguada Blanca, lugar donde precisamente es visible el perfil de falla y el movimiento de tipo normal que afecta depósitos lacustres, también afecta depósitos aluviales. Dichos depósitos lacustres tienen aproximadamente 20 m de espesor, lo que sugiere un tiempo de represamiento de este río posiblemente asociado a la reactivación de la falla (figura 2.4).

Falla Chili

Thouret et al., (2001) interpretan una falla de dirección N 120° que afecta el volcán Misti y relaciona la cicatriz del flanco noreste (hacia el río Chili) con la presencia de esta estructura tectónica. Trabajos de campo en este sector permitieron observar deformaciones en depósitos cuaternarios. Específicamente en el río Chili, se pueden observar depósitos de avalancha afectados por fallas subverticales y con desplazamientos de tipo normal. Sobreyaciendo a los depósitos de avalanchas afloran sedimentos lacustres, lo que indica el represamiento del río Chili por actividad de movimientos en masa, y posiblemente detonados por actividad sísmica y/o volcánica (Benavente et al., 2017). Los trabajos continuaron hacia el lado del volcán Chachani donde se pudieron observar fracturas preferenciales NO-SE, E-O y NE- SO sin desplazamiento visible; a excepción del flanco oeste del volcán Chachani en Ayrampal, donde se identificaron una falla de tipo normal que afecta depósitos recientes con desplazamiento de 2 m.

Falla El Frayle

Adyacente a la represa El Frayle, se observaron en Rinramayo y Cañahuas, fallas con dirección N 165° y una extensión de 50 km. Estas estructuras con movimientos de rumbo e inversas, afectan planicies cuaternarias, pero sin observarse evidencias de ruptura superficial.

Es necesario realizar trabajos detallados en la zona para determinar su actividad reciente y capacidad sismogénica. Estos trabajos serían importantes por la cercanía de la falla a la represa El Frayle. Información del proyecto internacional VOLUME pone en evidencia micro sismicidad superficial en el área señalada.

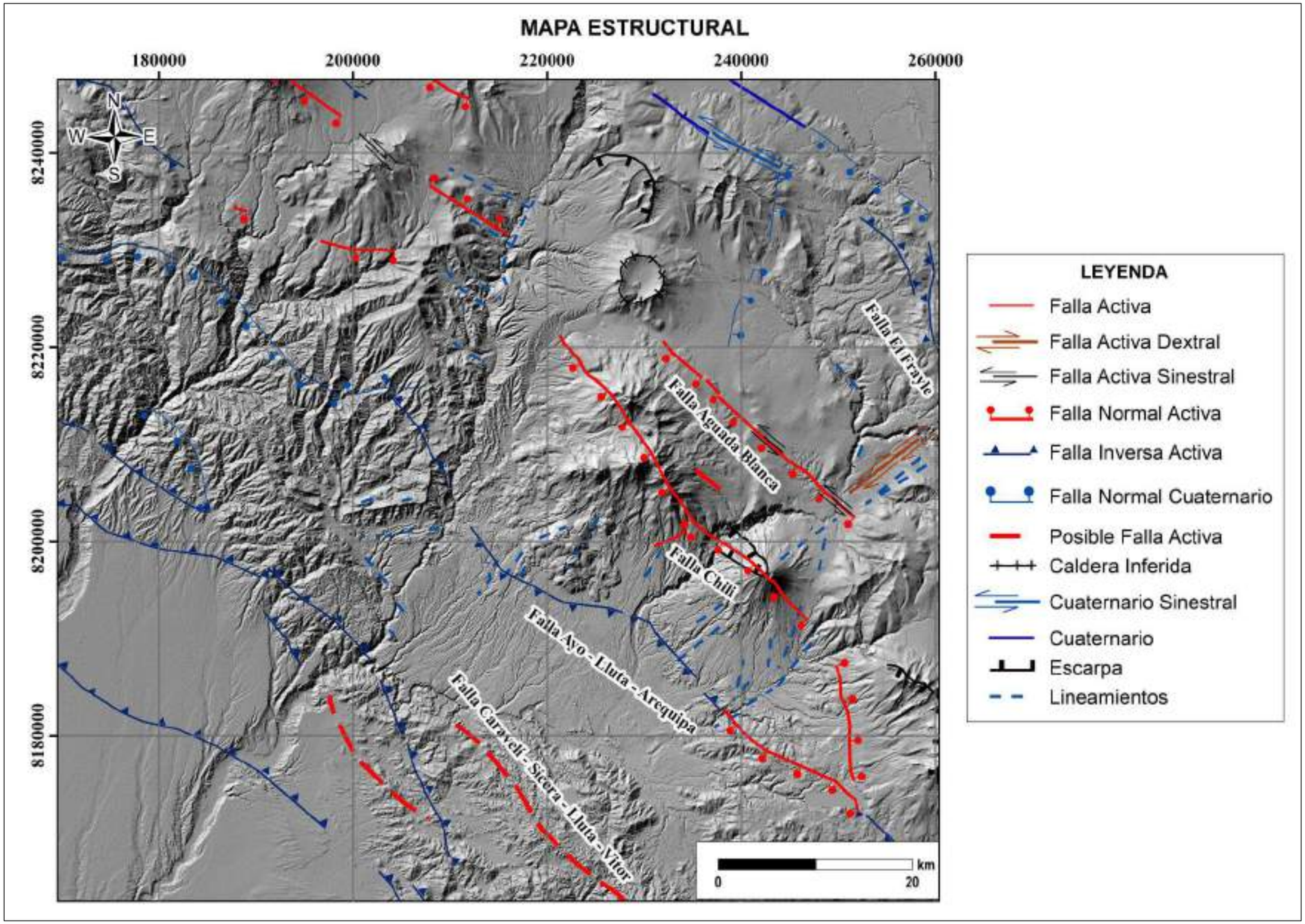


Figura 2.4 Mapa estructural del área del volcán Misti (Modificado de Benavente et al., 2017).

CAPÍTULO III
GEOLOGÍA

3.1 EVOLUCIÓN DEL VOLCÁN MISTI

El estratovolcán Misti se emplazó sobre un substrato conformado por ignimbritas del Mioceno-Pleistoceno, así como sobre depósitos volcanoclásticos del Complejo Volcánico Chachani del Pleistoceno. 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. Las unidades que conforman los edificios están cartografiadas en el Mapa Geológico del Volcán Misti, publicado por Ingemmet (Mariño et al., 2016).

La actividad explosiva del Misti 3 y 4 resultó en la depositación de flujos piroclásticos, episodios de crecimiento y colapso de domos de lava que desencadenaron flujos piroclásticos de bloques y cenizas.

La última gran erupción importante presentada por el Misti ocurrió hace 2050-2070 años A.P. (Thouret et al., 2001), la que emplazó tres tipos de depósitos: al inicio de la erupción un depósito de caída de lapilli pómez que yace en la parte inferior; seguido de un depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza, que yace en la parte media de la secuencia y un depósito de lahar sobreyaciendo (Harpel et al., 2011; Cobeñas et al., 2012). Esta erupción presentó un IEV entre 4 y 5.

3.2 DEPÓSITOS EMITIDOS

LAHARES

Los depósitos de lahares en el volcán Misti se encuentran distribuidos en las principales quebradas, al suroeste, sureste del volcán Misti y en las márgenes del río Chili, en la zona de abanico donde se encuentra asentada la ciudad de Arequipa. A la mayoría de depósitos de lahares no se les asocia directamente a una erupción volcánica; sin embargo, se ha identificado que la erupción ocurrida hace 2050 años (Thouret et al., 2001; Delaite et al., 2005; Harpel et al., 2011) ha generado lahares primarios. De acuerdo a los recientes estudios, en su mayoría se ha identificado depósitos de flujos hiperconcentrados (Thouret et., al 2013; Cereceda & Mariño, 2008) y flujos de escombros acentuados en las quebradas Huarangal y San Lázaro. Thouret et al., 2001 realizó la cartografía geológica e identifico depósitos de lahares en las quebradas de los flancos sureste y suroeste del volcán Misti. Delaite et al., 2005 realizó la identificación de depósitos de lahares en los bordes del río Chili, los que fueron datados con el método de ^{14}C, obteniendo edades de 2090, 1035, 520, 340 y 330 A.P aproximadamente. Las estimaciones de volúmenes de Delaite et al., 2005 varían entre 1.0×10^6 - 30×10^6. Recalca que los flujos hiperconcentrados también pueden ocurrir sin una erupción, como ocurrió el 25 de febrero de 1997, una inundación a lo largo de la Qda. Mariano Melgar. Cereceda 2008, identificó y caracterizó depósitos de lahares a lo largo del río Chili identificando 4 depósitos de lahar y 12 lahares del tipo hiperconcentrados con espesores entre 2-3 m. Los depósitos de lahar fueron identificados entre los sectores de Chapi Chico-Pampas del Cusco, Pampas del Cuzco-Congata y Congata-Uchumayo (Sectores a lo largo del río Chili). En el sector Pampas del Cuzco-Congata identificó dos depósitos de lahar denominados Huasacachi, Calle Baja y seis depósitos de flujos hiperconcentrados denominados Tiabaya, Invernadero, Tunales, Herradura, Balcones, Andamayo. El origen de estos depósitos es impreciso puesto que se encuentran en la confluencia de los ríos Chili y Andamayo, así como de zonas que no son específicamente del Misti. En el sector Congata-Uchumayo cuatro depósitos de lahares denominados Congata, Huayco, Ferrocarril y Uchumayo, con espesores promedios entre 5 m. De esto se deduce que existió un fuerte periodo de precipitaciones o deglaciación de los antiguos nevados de los volcanes Misti, Chachani o Pichu Pichu, que transportaron grandes volúmenes de material volcánico (figura 3.1).

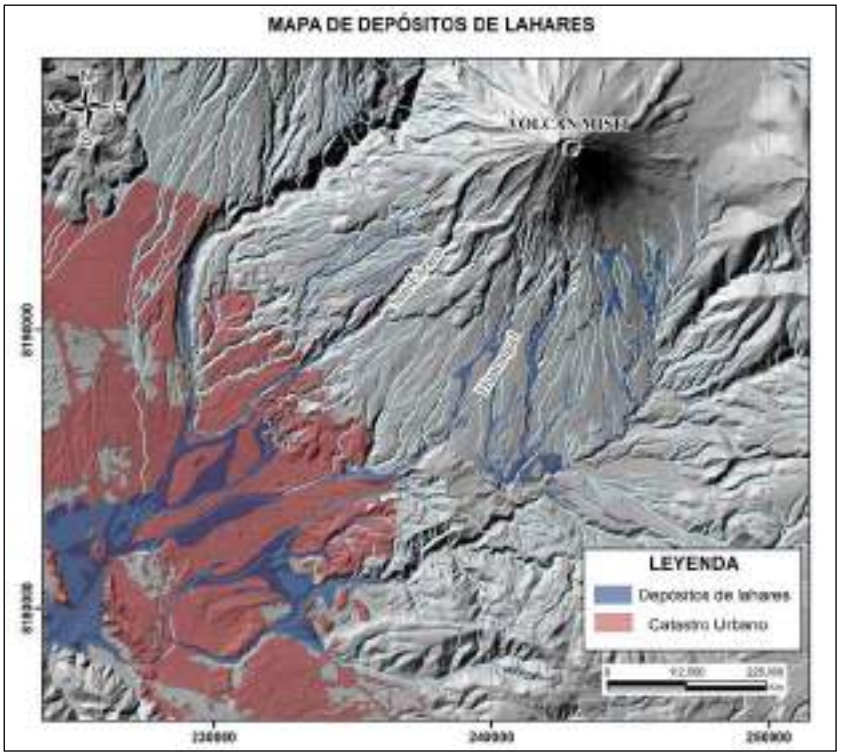


Figura 3.1 Mapa de registros geológicos de lahares en base al Boletín N°60 Geología y Mapa de Peligros del Volcán Misti.

En el Sector Chapi Chico - Pampas del Cusco, del más antiguo al más reciente, se han reconocido 2 depósitos de flujo de escombros denominados Chapi Chico y Chilina y seis depósitos de flujo hiperconcentrados, Bolognesi, Chocita (1035 años AP), Club de Tenis (520 años AP aproximadamente, Delaite et al., 2005), Cercado, Hidroeléctrica y Club Internacional (Fotografía 3.1).

Fotografía 3.1 Secuencias de lahares hiperconcentrados en la Cancha de Tenis, con un espesor de 2.5 cm sector del Puente Chilina.

Entre los años 2007 a 2010, el Ingemmet realizó la cartografía geológica de depósitos volcánicos en los flancos del volcán Misti y sobre el abanico aluvial donde se encuentra asentada la ciudad de Arequipa (Mariño et al., 2016), identificándose depósitos de lahares en las principales quebradas de la ciudad de Arequipa.

Pallares et al., 2015, realizo la caracterización de depósitos de lahares distinguiendo flujos hiperconcentrados de grano fino, grueso y flujos de escombros. Los depósitos de flujos hiperconcentrados fueron encontrados en el cauce de las quebradas San Lázaro Huarangal y en el valle del Río Chili.

Los depósitos de flujos de escombros fueron encontrados en las localidades de Huarangal y Uchumayo (figura 3.2). Los trabajos de campo muestran que el origen de los flujos de escombros en las quebradas Huarangal y Uchumayo tienen distintos orígenes. En la quebrada Huarangal, las capas de flujos de escombros pueden corresponder a varios eventos. Los flujos de escombros pueden estar interestratificados con depósitos aluviales y flujos piroclásticos, enriquecidos con pómez y fragmentos líticos (entre 1-20 cm; Pallares et al., 2015).

Figura 3.2 Secuencias de lahares en el sector de Congata – Cerro Verde, al SE de Arequipa.

CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICA (PDC)

Según el boletín de Ingemmet "Geología y Mapa de Peligros del Volcán Misti, 2016", se han identificado depósitos de flujos piroclásticos, los cuales, se emplazaron en los sectores SO, S y SE del volcán. Así como también depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza originados por el colapso de domos, emplazados en los sectores SO, S, SE y N del volcán (Thouret et al., 2001, Mariño et al., 2016). Se reconocieron depósitos de flujos piroclásticos (figura 3.3; FPP-m^2) datados por Thouret et al., 2005 en 48 ka y el otro en más de 38 ka, los cuales afloran cerca al santuario de Chapi en la parte final del cañón del río Chili (Fotografía 3.2), a 14 km al O del cráter, con 40 m de espesor (Mariño et al., 2008).

Fotografía 3.2 Depósito de flujo piroclásticos de pómez emitido hace 40 ka, ubicado en el Santuario de Chapi en el río Chili.

Los depósitos de flujos piroclásticos (figura 3.3; FPP-m3) afloran extensamente en el sector SO del volcán Misti, con alcances de más de 14 km desde el cráter. Uno de ellos está datado en 33.9 ka (Mariño et al., 2008). Entre 31 y 34 ka, se han emplazado tres depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas de composición dacítica a andesítica, aflorando a 10 km al SO del cráter, con espesores de hasta 7.5 m (Mariño et al., 2008).

Según Thouret et al., 2001, se identificó secuencias piroclásticas andesíticas y dacíticas voluminosas, conformadas por depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza, que se encuentran intercalados con escasos depósitos de caída de pómez y ceniza. En la quebrada Huarangal, a 12 km del cráter al sur del volcán, 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 y 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 (Mariño et al., 2016). 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). En la quebrada Pastores, a 10 km del cráter al SO del cráter, se encuentran 3 depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza de composición dacítica a andesítica, localizados; el primero depósito tiene poco más de 4 m de espesor, el segundo 1.5 m y el tercero 2.0 m de espesor en promedio. Depósitos de flujos piroclásticos de escoria ricos en líticos emitidos hace 14 a 11 ka (FPP-m5), afloran en el sector SO del volcán Misti (Colegio Militar Arequipa) a más de 16 km del cráter, donde miden cerca de 3 m de espesor. Los bloques de escoria, están oxidados y son relativamente densos.

Fotografía 3.3 Afloramiento de un depósito de flujos piroclásticos de pómez y ceniza, perteneciente al Misti 2, localizado en el sector de Mariano Melgar - Arequipa.

Se distinguen afloramientos en el cañón del río Chili y en inmediaciones de la Escuela de Policías. Como referencias de esta erupción se registran los estudios realizados por Thouret et al., (2001) quien indica que los depósitos alcanzaron hasta 13 km de distancia del cráter; con 30 m de espesor a 6 km del cráter, y entre 4 y 6 m de espesor a 11 km del cráter. Se presenta 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 interestratificación entre los depósitos de caída y de flujo, por lo que se infiere que el flujo piroclástico colapsó hacia el sur. Los depósitos de flujos piroclásticos están mayormente confinados en el cañón del río Chili y los tributarios de los flancos SO, S y SE; Quebrada San Lázaro, Huarangal y Agua Salada (Fotografía 3.3).

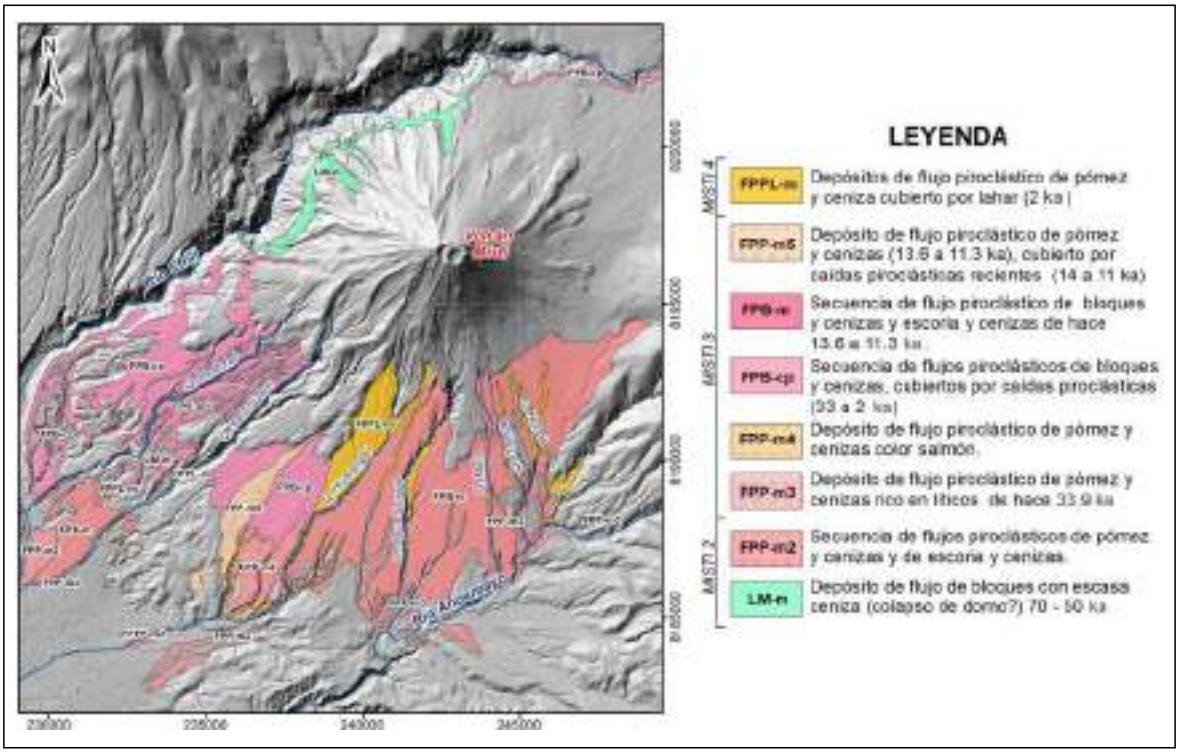


Figura 3.3 Mapa geológico que muestra los depósitos de flujos piroclásticos emplazados en la zona de Arequipa. (Modificado y actualizado de Mariño et al., 2016).

FLUJOS DE LAVA

El volcán Misti es un estratovolcán, cuyo edificio ha sido construido principalmente por domos y flujos de lava. Thouret et al., 2001 identifica que el edificio propiamente dicho está construido por flujos de lava datadas entre 112 – 50 ka y 32 ka (figura 3.4). Algunos flujos de lava han sido datados en 112 ka (Thouret et al., 2001, Cerro Pacheco), 98 ka y 70 ka (Brazo del Misti), 65 ka (Cerro Pulpito) y 49 ka (quebrada Honda) (Fl-m5 y Fl-m6; figura 3.5). Los flujos de lava que emitió el volcán Misti, han sido flujos de lava en bloques de composición andesítica a dacítica, con espesores entre 20-150 m y tienen longitudes desde 0.5 a 3 km, calculándose volúmenes de 0.01, 0.02 y 0.16 km^3 (Mariño et al., 2016). Actualmente, el volcán presenta un domo pequeño en el interior del cráter, por cuyas grietas y fracturas se producen emisiones de gases. No se conocen registros históricos de emisiones de flujos de lava.

Figura 3.4 Vista del flanco sureste del volcán Misti, donde se distinguen las estructuras de canalización (levées) en el flujo de lava.

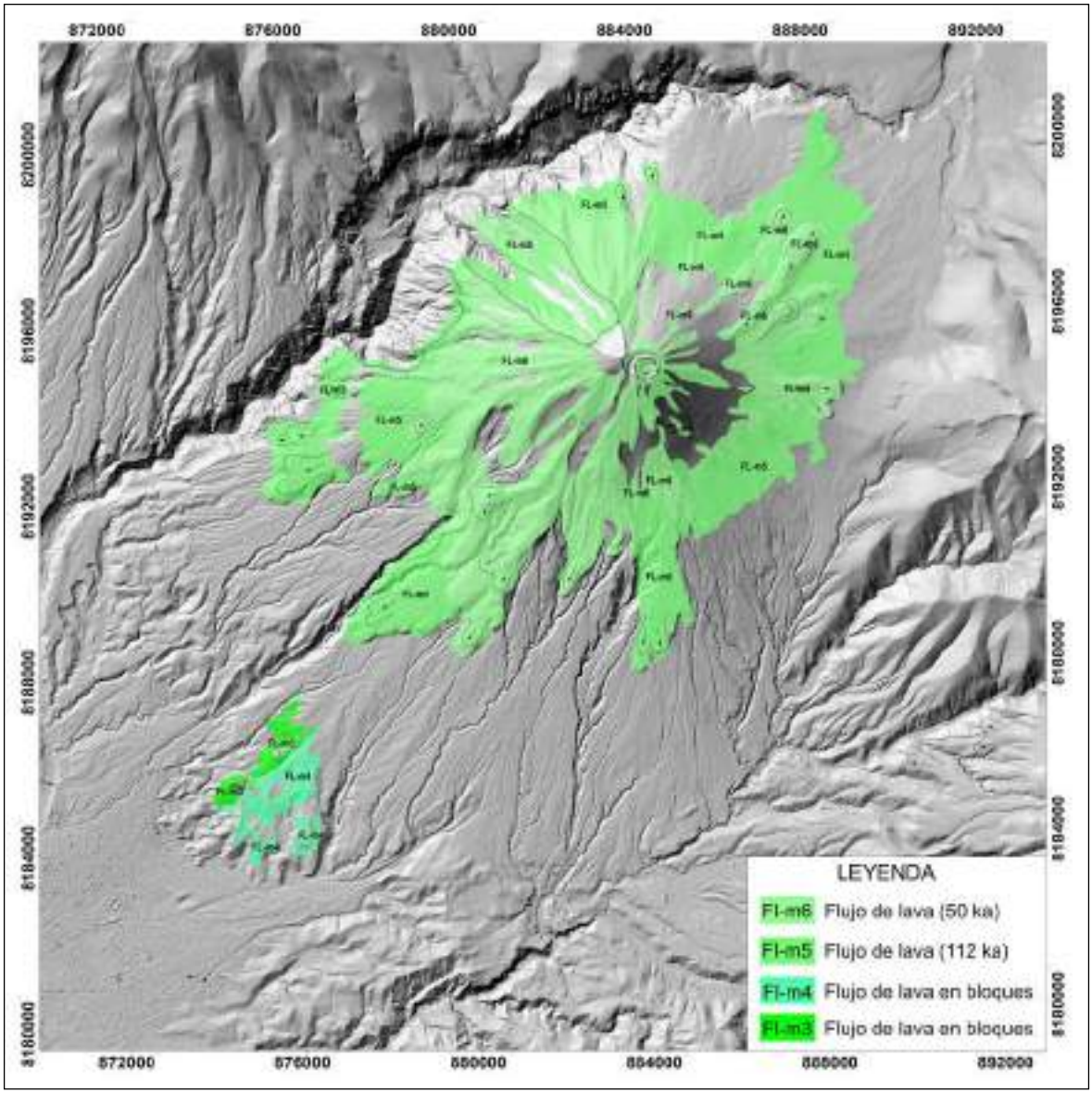


Figura 3.5 Mapa geológico que muestran los depósitos de flujos de lava emplazados en la zona de Arequipa. Tomado del boletín Mariño et al., 2016.

AVALANCHAS DE ESCOMBROS

Los depósitos de avalanchas de escombros del volcán Misti cubrieron la llanura del sector SO del volcán, entraron en la parte superior del cañón del río Chili y se emplazaron río abajo dentro del valle de la quebrada San Lázaro (Thouret et al., 2001).

Los afloramientos de avalanchas se extienden hacia el sur y suroeste del volcán Misti, hasta 12 km al suroeste (quebrada San Lázaro) y sur (quebrada Mariano Melgar) de la cumbre. En el sector suroeste (Villa Ecológica), el depósito tiene un espesor promedio de 60 m y cubre una superficie aproximada de 40 km^2, presenta morfología típica de montículos o colinas pequeñas (hummocks). El depósito presenta predominantemente facies de matriz y ocasionalmente facies de bloques, estos últimos rodeados normalmente por facies de matriz (figura 3.6 y 3.7). La facie de matriz consta de clastos 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.

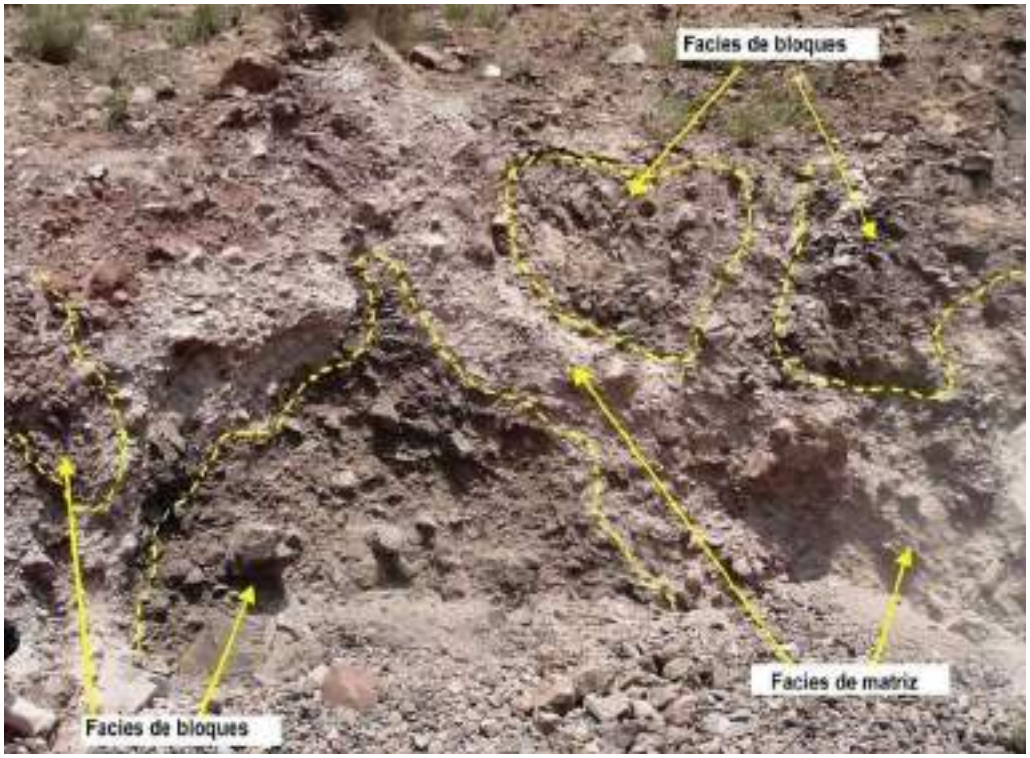


Figura 3.6 Depósitos de avalanchas de escombros del volcán Misti, tomado en el sector de Villa Ecológica. Se pueden observar facies de matriz conformada por ceniza, así como facies de bloques compuesto por lavas andesíticas hidrotermalizadas.

Figura 3.7 a) Facies de bloques del depósito de avalanchas de escombros del volcán Misti, se puede observar clastos de lava con texturas tipo rompecabezas. b) Facies de matriz que están englobando los clastos; esta facie es más abundante en las zonas distales del depósito.

En el valle del río Chili, hacia el flanco noroeste del volcán Misti se tiene depósitos de avalanchas de escombros, en la margen derecha del río, entre 6 y 7 km al noroeste del cráter del volcán (figura 3.6). Además, se encuentra una escarpa parecida a una cicatriz de colapso, de la que 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 noroeste (figura 3.7), 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 (Mariño et al., 2016).

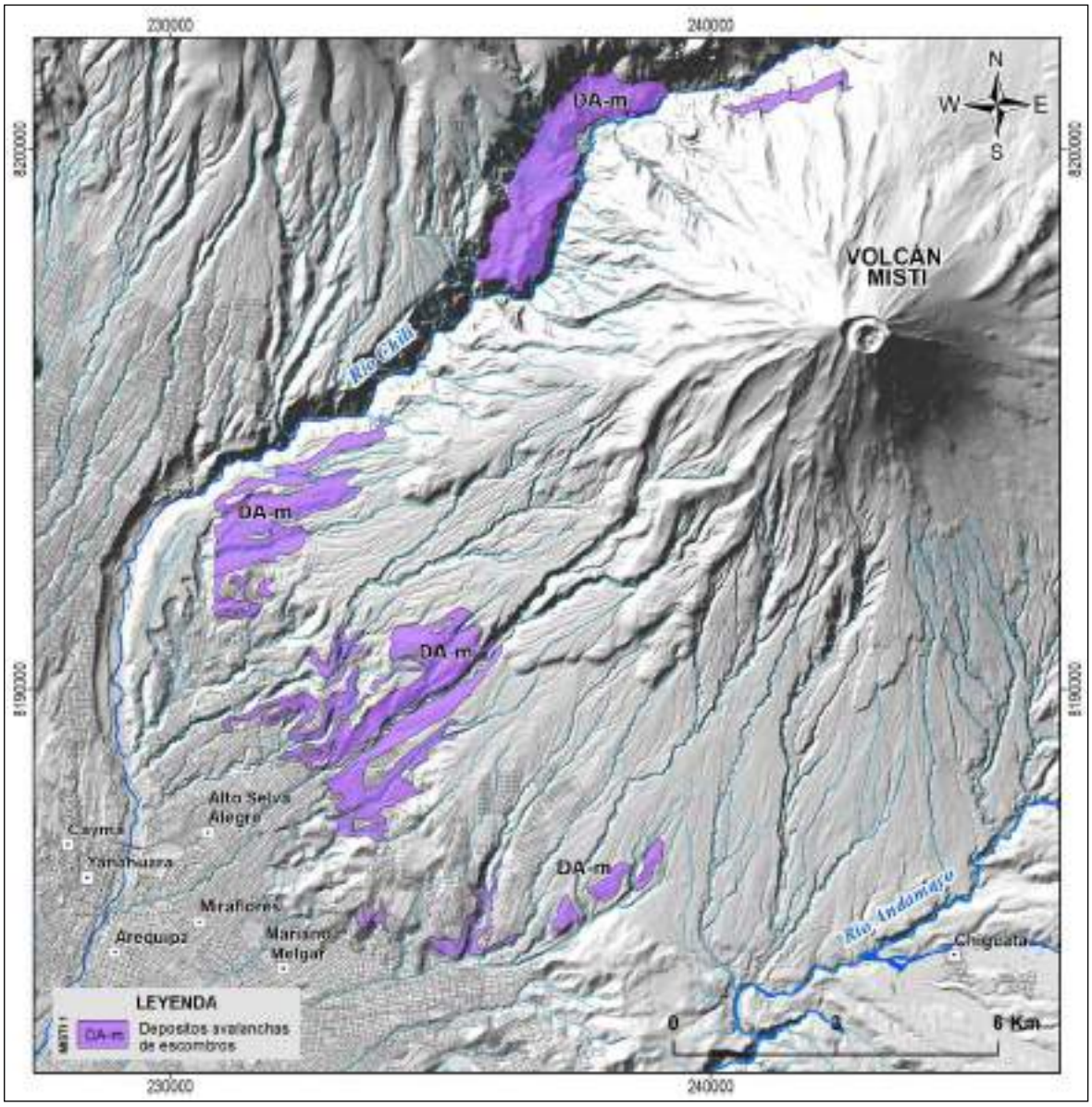


Figura 3.8 Depósitos de avalancha de escombros del volcán Misti (Mariño et al., 2016), ubicados en la zona oeste, suroeste y sur.

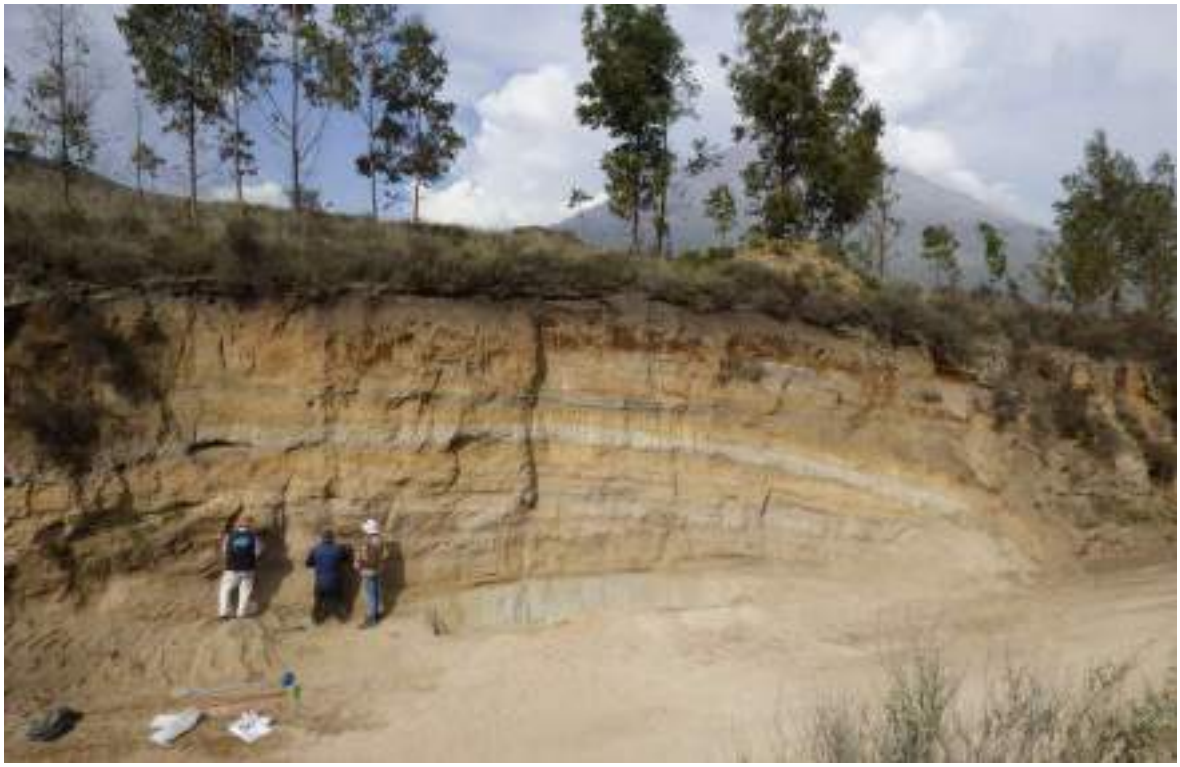
CAÍDAS PIROCLÁSTICAS

El volcán Misti posee una historia de erupciones explosivas que emplazaron numerosos depósitos de caídas piroclásticas (Legros 2001, Mariño et al., 2016; Harpel et al., 2021).

Harpel et al., 2023, realizó dataciones de algunos depósitos de caídas importante correspondientes a los últimos 50,000 años (Fotografía 3.4). El Cogollo se emplazó hace 44.9 a 38.7 ka., seguido de Anchi datado en 43.2 a 38.3 ka., Sacarosa en 38.5 a 32.4 ka. y Conchito 37.1 a 30.5 ka.

Los depósitos de caída emplazados entre 50,000 y 20,000 años aproximadamente, pertenecieron a magmas más ricos en sílice, mientras que los más recientes fueron más dacíticos y andesíticos. La erupción Pliniana más reciente ocurrió hace 2050 años, sobre cuyos depósitos se asentó la población de Arequipa.

El depósito de caída más reciente, es de tipo vulcaniano. Corresponde a una erupción ocurrida entre 1440-1470 d.C, con un IEV 1-2 (Thouret et al., 2001). Emplazó caídas de ceniza de color gris oscuro, de 10 cm de espesor en la parte superior del cono volcánico, y 1 cm de espesor de caída retrabajada a 20 y 30 km, al oeste y norte del cráter del volcán. En el capítulo de tefroestratigrafía se presentan las caídas piroclásticas del volcán Misti.



Fotografía 3.4 Afloramiento de caídas piroclásticas emitidas por el volcán Misti, en los últimos 50 mil años. Camino a la escuela de policías – Cayma.

3.3 TEFROESTRATIGRAFÍA DE LOS ÚLTIMOS 50 000 AÑOS

Se realizaron trabajos de tefroestratigrafía entre el 2020 y 2022, en la zona O, SO, S, SE del volcán Misti (figura 3.9), que corresponden a las zonas altas de Cayma y Alto Cayma, Alto Selva Alegre, Mariano Melgar, Miraflores y Chiguata; así como en las márgenes del río Chili. Se identificaron depósitos de caída de tefra, flujos piroclásticos (pómez y ceniza, escoria y ceniza, bloques y ceniza) y lahares. Se reconocieron al menos 34 depósitos de caídas piroclásticas en el sector NO-O-SO y 22 en el S-SE, que en total hacen 56 depósitos de caídas piroclásticas emplazados en los últimos 50 ka. Por lo menos 2 o 3 depósitos son correlacionables al SO y SE. Los depósitos de caídas piroclásticas se han separado en 2 zonas marcadas y no se han podido correlacionar completamente, debido a que hay depósitos que solo afloran en uno de los sectores, que impide poder establecer una relación estratigráfica en conjunto.

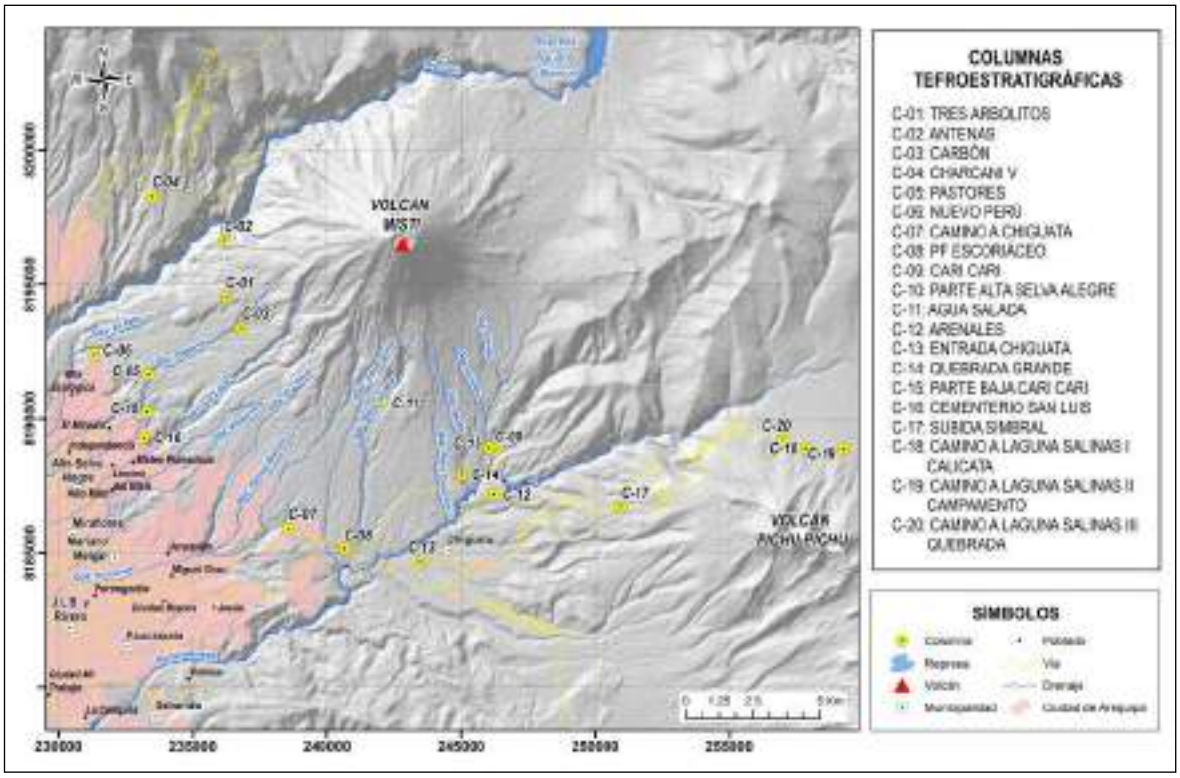


Figura 3.9 Mapa de ubicación de columnas tefroestratigráficas realizadas en los sectores SE, S, SO y O del volcán Misti.

SECTOR SO-O

En este sector se han levantado 8 columnas tefroestratigráficas (C01-C08) y se lograron identificar alrededor de 34 depósitos de caídas piroclásticas (figura 3.10 y 3.11). A continuación, se describen dichos depósitos. Por el espesor de sus afloramientos 32 depósitos pertenecen a erupciones explosivas subplinianas - plinianas y 2 a erupciones vulcanianas (siglo XV).

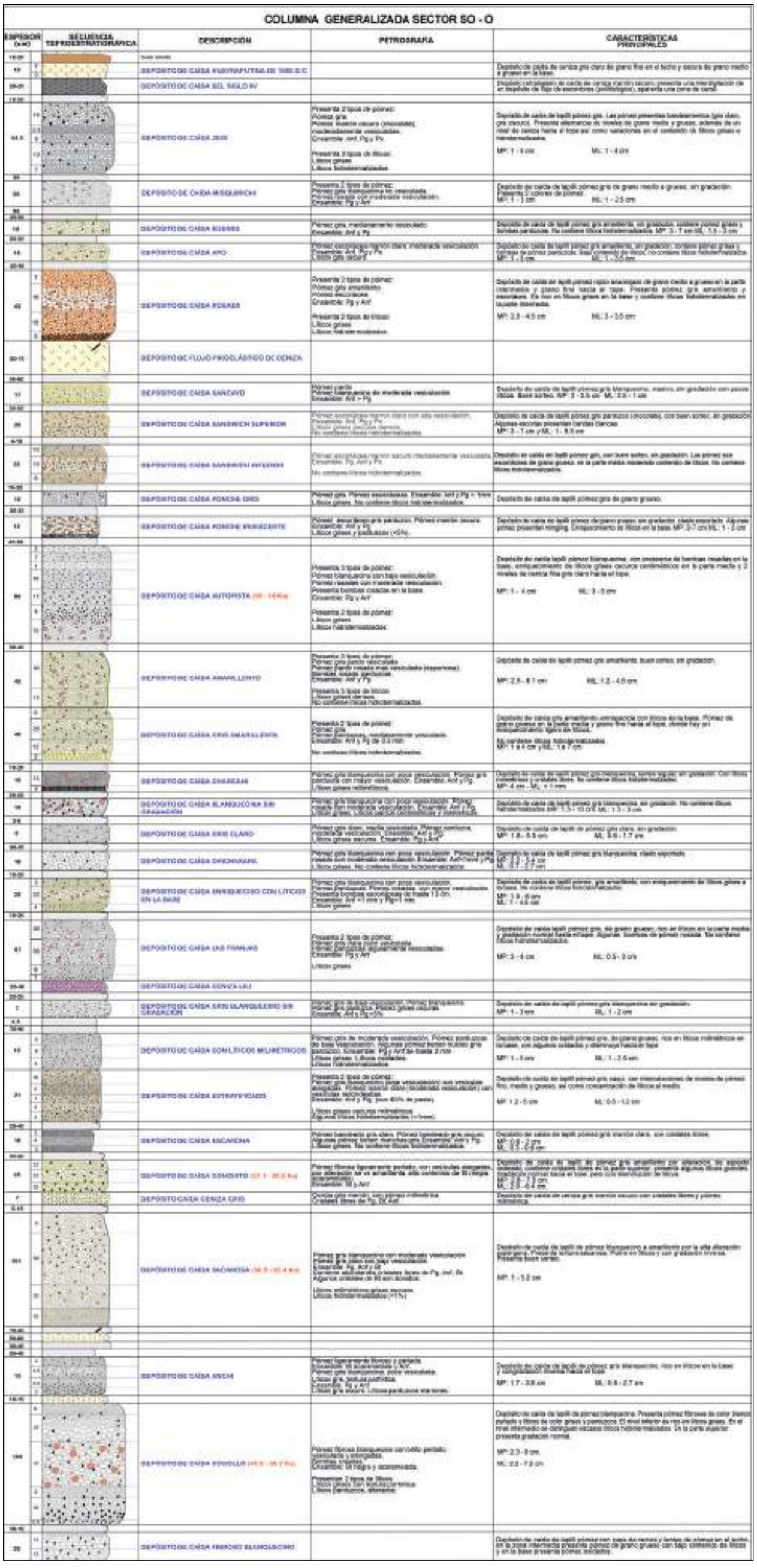


Figura 3.10 Columna tefroestratigráfica generalizada del sector SO del volcán Misti.

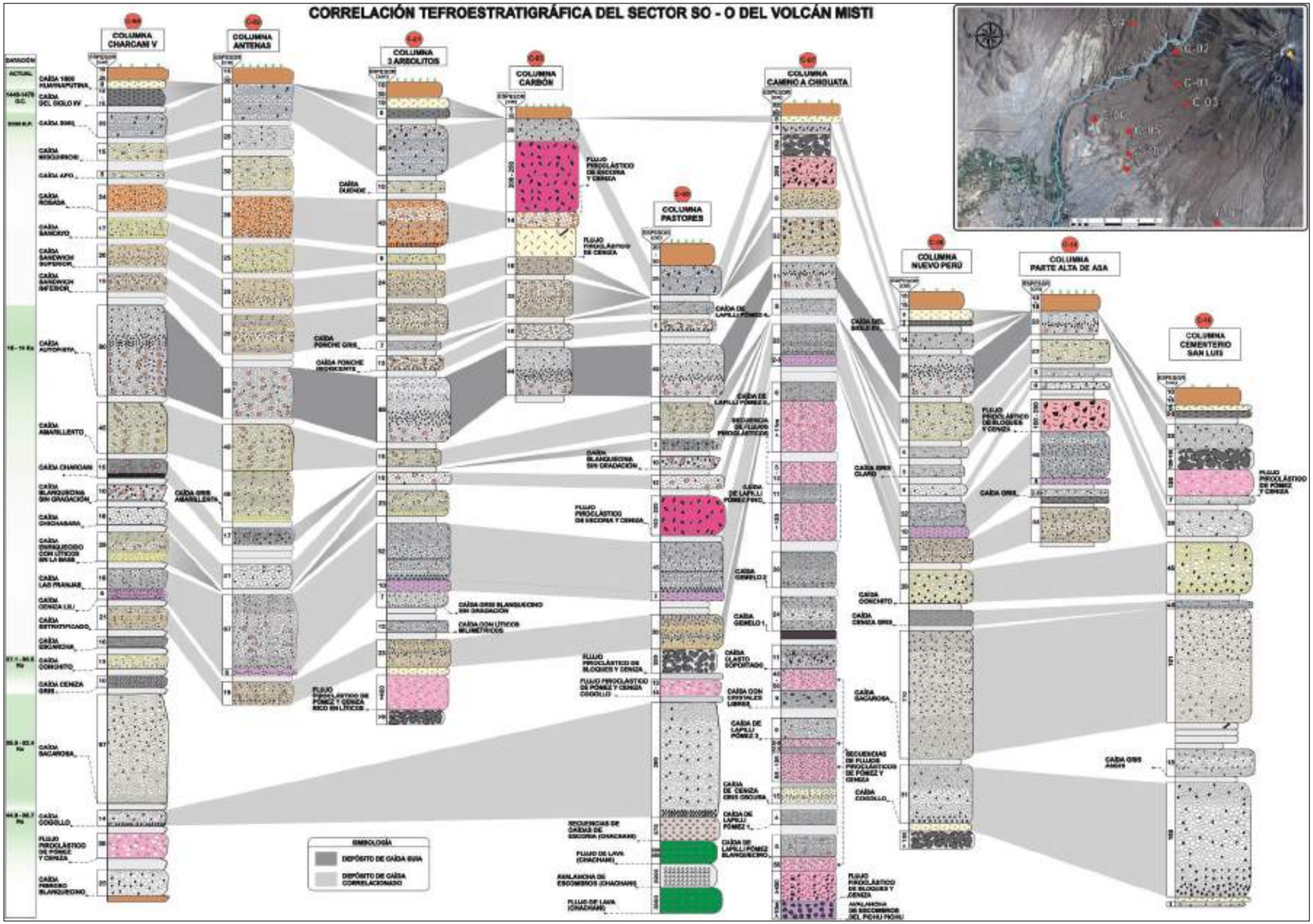


Figura 3.11 Correlación tefroestratigráfica sectores SO y O del volcán Misti.

DEPÓSITO DE CAÍDA FIBROSO BLANQUECINO

Depósito de caída de lapilli pómez blanquecino, con gradación normal. Las pómez presentan un color blanquecino con textura fibrosa, de composición riolítica (71-73 wt% SiO_2) y ensamble mineralógico de plagioclasas y biotita. Las pómez en Alto Cayma poseen entre 1 y 2 cm de diámetro. La matriz contiene cristales libres y algunos líticos se desintegran fácilmente. En la base del depósito se tiene pómez oxidados, en la zona intermedia se tiene pómez blanquecina con una baja concentración de líticos grises y concentración traza de líticos oxidados. En el tope se tiene una capa de ceniza gris con un porcentaje de lentes de pómez menor al 3% en volumen. Este depósito ha sido reconocido en la zona de Alto Cayma (columna "Carretera a Charcani V") a 10 km al oeste del Volcán Misti (figura 3.12), donde tiene un espesor de 25 cm.

Figura 3.12 Afloramiento del depósito de caída Fibroso Blanquecino en el sector de Alto Cayma. Sobreyaciendo se encuentra un nivel retrabajado, infrayaciendo al depósito de caída Cogollo.

DEPÓSITO DE CAIDA COGOLLO

Depósito de caída de lapilli pómez blanquecino, de composición riolítica (72.20 a 74.12 wt% SiO_2), ensamble mineralógico de fenocristales de biotita, plagioclasa y anfíbol. En el sector de Alto Cayma y Alto Selva Alegre, las pómez poseen entre 1 y 4 cm de diámetro. La matriz contiene algunos cristales libres, en algunas columnas presenta gradación normal. La pómez presenta un brillo perlado, aspecto "sedoso", textura fibrosa y vesículas alargadas, lo que, le da una textura fibrosa característica. En los sectores de Alto Cayma y Alto Selva Alegre, las pómez más grandes están entre 4 y 8 cm de diámetro, se encuentran en la base del depósito. Se ha logrado distinguir hasta 6 niveles. Comenzando desde abajo el nivel 1 presenta una fina capa de ceniza gris de grano fino con una alta concentración de líticos, donde se concentran los más grandes.

Estos líticos son accidentales bastante hidrotermalizados, algunos son gneis del basamento (Mariño et al., 2016). El nivel 2 presenta pómez de grano medio con bajo contenido de líticos que va disminuyendo hacia arriba, el nivel 3 es una capa delgada de pómez de grano fino con baja concentración de líticos, el nivel 4 se caracteriza por presentar pómez de grano grueso, concentración media de líticos grises e hidrotermalizados, también bombas rosadas de hasta 9 cm. Los 2 últimos niveles presentan pómez de grano medio y fino, respectivamente. Algunos líticos son grises, pardos y se desintegran fácilmente. Este depósito está cubierto por un depósito de oleada piroclástica, que a la vez subyace a un depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza (Thouret et al., 2001).

Este depósito ha sido reconocido en la zona occidental del Volcán Misti, en los sectores de Alto Cayma y Alto Selva Alegre (columna "Carretera a Charcani V", "Cementerio San Luis", "Nuevo Perú" y "Quebrada Pastores") (figura 3.14). En la columna "Quebrada Pastores" presenta un espesor de más de 2.5 m, este el mayor espesor. Según Harpel et al., 2023, se han modelizado las edades de los depósitos por datación de ^{14}C, indicando que el depósito de caída Cogollo fue emplazado entre 44.9 a 38.7 ka.

Figura 3.13 Afloramiento del depósito de caída Cogollo en el sector de la entrada a Chiguata.

DEPÓSITO DE CAÍDA ANCHI

Depósito de caída de lapilli pómez gris blanquecino de composición riolítica (71.33 wt% SiO_2) y ensamble mineralógico de biotita acaramelada y anfíboles.

La pómez es de color gris blanquecino de baja vesiculación y brillo perlado ligeramente fibroso, con tamaños entre 1.8 a 3.8 cm en Alto Selva Alegre. El depósito comienza en la base con un nivel de pómez de grano medio y contenido medio de líticos. En la zona intermedia se tiene dos capas de pómez, siendo la inferior, de grano fino con incremento de líticos; mientras que la superior, de grano grueso con contenido medio de líticos. En el tope se registra pómez de grano medio y contenido medio de líticos. Los líticos se presentan de forma variada teniendo líticos grises, grises oscuros y pardos marrones.

Este depósito fue reconocido en el sector de Alto Selva Alegre (columna "Cementerio San Luis") a 12.1 km al suroeste del Volcán Misti, donde presenta un espesor de 13 cm.

DEPÓSITO DE CAIDA SACAROSA

Depósito de lapilli de pómez blanquecino a amarillento por alteración supérgena y otra pómez gris blanquecino, masivo y no presenta gradación. Las pómez son de composición dacítica (65.17 wt% SiO_2), con un ensamble mineralógico de anfibol, biotita y plagioclasa. El depósito de caída piroclástica Sacarosa, es denominado así por su peculiar granulometría fina similar a la azúcar (buen sorteo) (Cuno, 2019; Harpel et al., 2023).

Se logró identificar hasta 4 niveles, comenzando desde la base el nivel presenta pómez de grano fino, el nivel 2 presenta pómez de grano grueso, el nivel 3 presenta pómez de grano grueso con bajo contenido de líticos y el último nivel presenta pómez de grano grueso.

La pómez (< 4 cm) es angulosa a subangulosa, de color blanquecino con un MP (máxima pómez) de hasta 3 cm. Presenta una matriz soportada de lapilli de pómez y de fenocristales (65-70% por volumen) libres de cristales de plagioclasa, biotita,

algunos de color bronce, anfíbol y vidrio volcánico translúcido. Posee una concentración de líticos en la parte inferior y también ligeramente hacia la mitad (Mariño et al., 2016).

Este depósito ha sido reconocido en la zona occidental del Volcán Misti, en alto Cayma y Alto Selva Alegre (columna "Carretera a Charcani V", "Cementerio San Luis" y "Nuevo Perú") (Fotografía 3.5), es en la columna "Nuevo Perú" donde presenta una potencia de 1.1 m. Según Cuno (2019), en el sector de Alto Selva Alegre (Quebrada Pastores) se presenta una potencia de 1.2 m, siendo esta la mayor. Se han encontrado 33 afloramientos, en los distritos de Mariano Melgar, Alto Selva Alegre, Cayma, Cerro Colorado y Yura (Cuno, 2019). En la zona proximal, hasta 12 km del cráter del volcán tiene un espesor entre 1-1.20 m, en la zona medial entre 12-20 km del cráter del volcán el espesor del depósito varía entre 0.4-0.87 m y en la zona distal solo se cuenta con un depósito a 23 km del cráter el depósito que mide 0.24 m de espesor.

De acuerdo a las dataciones realizadas por Harpel et al., 2023, se concluye que el depósito de caída piroclástica Sacarosa es de edad pleistocénica con una edad aproximada entre 38.5 y 32.4 ka.

El mapa de isópacas ha permitido calcular un volumen bulk del depósito de caída de 3 km^3, mientras que la altura de columna eruptiva es de 19 y 31 km sobre el nivel del cráter, infiriendo un IEV de 5. (Cuno et al., 2019; Harpel et al., 2023).

Fotografía 3.5 Afloramiento del depósito de caída Sacarosa en el sector de Charcani, camino a la escuela de policías.

DEPÓSITO DE CAÍDA DE CENIZA GRIS

Depósito de caída de ceniza gris oscura de grano medio, de composición andesítica (61.69 wt% SiO_2). Presenta cristales libres de plagioclasa, biotita y anfíboles. Algunas pómez son milimétricas y concentración traza de líticos hidrotermalizados.

Depósito reconocido en 2 puntos en el sector Alto Selva Alegre (Fotografía 3.6) (columna "Cementerio San Luis", columna "Nuevo Perú" y "Carretera a Charcani V") a 12 km y 10 km al suroeste del Volcán Misti, donde tiene un espesor de 7 y 10 cm, respectivamente.

Fotografía 3.6 Afloramiento del depósito de caída Ceniza Gris en el sector de Alto Selva Alegre.

DEPÓSITO DE CAÍDA CONCHITO

Depósito de lapilli pómez gris blanquecina, en algunas columnas se puede presentar de un tono amarillento por alteración, sin gradación, sorteo regular. Las pómez son de composición dacítica (66.03 wt% SiO_2), su ensamble mineralógico se compone de biotita, anfibol y plagioclasa. En la parte superior del depósito, la matriz presenta un alto contenido de cristales libres de biotita negra y acaramelada. En Alto Cayma y Alto Selva Alegre, la pómez presenta un tamaño de grano medio a grueso una textura fibrosa con vesículas alargadas, con MP de 0.5 a 6 cm. Este depósito se caracteriza por ser rico en líticos, los que se distribuyen en forma homogénea en todo el depósito, pero los más grandes se encuentran en la base. Los líticos gris parduzco, densos con textura afanítica, algunos se encuentran oxidados (5 a 10 % por volumen). ML (máximo lítico) de hasta 2 cm.

Identificado en la zona de Alto Cayma (columna "Carretera a Charcani V") y Alto Selva Alegre (columna "Nuevo Perú" y "Cementerio San Luis") (figura 3.14). Es en esta última columna donde se presenta la mayor potencia de 45 cm. Se registran escasos afloramientos, como en Alto Cayma, ubicado entre 15 y 18 km del cráter, con espesores entre 0.30 y 0.50 cm (Mariño et al., 2016).

Según Harpel et al., 2023, se modelaron dataciones con ^{14}C, que indican que el depósito de caída Conchito fue emplazado entre 37.1 a 30.5 ka.

Figura 3.14 Afloramiento del depósito de caída Conchito en el sector de Nuevo Perú.

DEPÓSITO DE CAÍDA ESCARCHA

Depósito de lapilli pómez de color gris, con un sorteo regular, sin gradación, con alto contenido de cristales libres de plagioclasa y anfibol de hasta 2 mm en la matriz. Las pómez son de composición andesítica (58.94 wt% SiO_2), con fenocristales de anfibol y plagioclasa.

La pómez es bandeada de color gris claro u oscuro, algunas tienen manchas grises claras y rosadas. El diámetro de las pómez está entre 0.6 a 5.5 cm. En la base presenta pómez de grano fino con alta concentración de líticos, en la zona intermedia presenta pómez de grano grueso y en el tope contiene pómez de grano fino. Se presentan bombas de hasta 7 cm. Presencia de fragmentos líticos grises entre 10 a 20 % por volumen. ML entre 2 a 3.5 cm. No hay fragmentos líticos hidrotermalizados.

Depósito identificado en el sector de Alto Cayma (columna "Carretera a Charcani V"), donde presenta un espesor de 10 cm.

DEPÓSITO DE CAÍDA ESTRATIFICADO

Depósito de caída de lapilli de pómez gris blanquecina, con gradación inversa, con intercalaciones de niveles de pómez fina, media y gruesa, aspecto moteado. Las pómez son de composición traquiandesítica (61.70 wt% SiO_2), con fenocristales de anfiboles y plagioclasas. Las pómez son de color gris blanquecina con moderada a baja vesiculación (vesículas alargadas) y gris parda o marrón claro con moderada a alta vesiculación (vesículas redondeadas), con pómez de tamaños entre 1 a 5.5 cm. En algunas columnas como "Carretera a Charcani V" puede presentar clastos del tamaño de bombas rosadas muy vesiculadas. Se ha logrado distinguir hasta 5 niveles los cuales presentan sobre todo intercalación de tamaños de grano, algunos de estos pueden variar en otras columnas. Comenzando desde la base el nivel 1 presenta pómez de grano medio con contenido medio de líticos grises, con ML de hasta 4 cm, el nivel 2 presenta pómez de grano grueso con contenido medio de líticos grises y algunos líticos hidrotermalizados, el nivel 3 presenta pómez de grano fino con alto contenido de líticos, el nivel 4 presenta pómez de grano fino con bajo contenido de líticos y el último nivel presenta pómez de grano medio con concentración media de líticos, con tamaños entre de 1 a 2 cm. Los líticos son oscuros milimétricos y algunos hidrotermalizados, con tamaños menores a 1 cm.

Depósito identificado en el sector Alto Selva Alegre (columna "Nuevo Perú", "Parte alta ASA" "Antenas", "3 Arbolitos" y "Quebrada Pastores") (Fotografía 3.7) y el sector de Alto Cayma (columna "Carretera a Charcani V"), todas ubicadas en la zona occidental del volcán Misti. Las columnas más representativas son "Quebrada Pastores" y "Parte alta ASA" donde el depósito presenta los mayores espesores de 30 y 33 cm, respectivamente.

Fotografía 3.7 Depósito de caída con niveles grises de ceniza, que aflora en el sector SO del volcán Misti. Sector del cerro Pacheco – 3 arbolitos.

DEPÓSITO DE CAÍDA CON LITICOS MILIMÉTRICOS

Depósito de caída de lapilli pómez de tonos grises con moderada vesiculación, pardas de baja vesiculación y algunas presentan núcleo gris pardo. Las pómez son grises blanquecinos a rosado claro, ligeramente vesiculadas de composición andesítica (59.06 wt% SiO_2) y su ensamble mineralógico se compone de plagioclasa y anfíbol.

En la base presenta pómez de grano medio con contenido medio de líticos grises y algunos hidrotermalizados, en la zona intermedia presenta pómez de grano grueso y bombas rosadas con baja concentración de líticos grises e hidrotermalizados traza. El diámetro de la pómez está entre 1 – 5 cm. Presentan algunas bombas parduzcas rosadas. En la base se presenta un nivel de ceniza, posteriormente, un enriquecimiento de líticos de 1 cm (20 a 30 % por volumen). En el medio del depósito los líticos decrecen a 10 % por volumen. En el tope presenta pómez de grano medio – fino con contenido medio de líticos grises. Los líticos son grises, oxidados e hidrotermalizados.

Este depósito se encuentra identificado en el sector de Cerro Pacheco – Alto Selva Alegre (columna “3 Arbolitos”) a 7 km al suroeste del Volcán Misti, presentando un espesor de 12 cm.

DEPÓSITO DE CAÍDA GRIS BLANQUECINO SIN GRADACIÓN

Depósito de caída de lapilli pómez gris blanquecina, sin gradación, con ensamble mineralógico de anfibol y en menor medida de plagioclasa. Las pómez son gris de baja vesiculación, blanquecina, gris parduzca y grises oscuros. El diámetro de la pómez en Alto Selva Alegre es 1 - 3 cm. El tamaño de grano es grueso homogéneo en todo el depósito, en la base se tiene enriquecimiento de líticos y en la parte superior una concentración media de líticos. Este depósito fue reconocido en la parte alta de Alto Selva Alegre (columna “3 arbolitos”) a 7 km al suroeste del Volcán Misti, donde tiene un espesor de 7 cm (figura 3.15).

Figura 3.15 Afloramiento que muestra las caídas Gris Blanquecino Sin Gradación, Ceniza Lili, Las Franjas, Enriquecida con Líticos a la Base, Chichasara, Amarillento, Autopista en el sector SO del volcán Misti, cerro Pacheco – 3 arbolitos.

DEPÓSITO DE CAÍDA CENIZA LILI

Depósito de caída de ceniza lila de grano fino de color lila, ligeramente compactado.

Este depósito ha sido reconocido en 5 puntos al suroeste del Volcán Misti, en Alto Selva Alegre (columna “3 arbolitos”, “Antenas”, “Quebrada pastores”, “Parte alta ASA” y “Nuevo Perú”) entre 7 a 12 km, respectivamente. En la columna “Nuevo Perú” es donde tiene el mayor espesor de 25 – 30 cm. También fue reconocido en la parte alta de Cayma (columna “Carretera a Charcani V”) a 10 km al noroeste del Volcán Misti con un espesor de 6 cm. Es considerado un depósito guía correlacionable.

DEPÓSITO DE CAÍDA LAS FRANJAS

Depósito de caída de lapilli pómez gris de composición andesítica (62.02 wt% SiO_2), con ensamble mineralógico de plagioclasa y anfibol. En todo el depósito se registra pómez gris claro con baja vesiculación y pómez pardas con vesiculación media, con un diámetro entre 3 a 8 cm. En algunas columnas, la base puede presentar pómez de grano grueso, en otras de grano medio – fino con alto contenido de líticos o contenido medio. La zona intermedia tiene pómez de grano medio – grueso con alto contenido de líticos grises milimétricos o pardos y algunas bombas rosadas; la parte superior al igual que la base también varía entre pómez de grano grueso a medio – fino, pero con un bajo contenido de líticos. Los líticos son principalmente grises y no presenta líticos hidrotermalizados.

Este depósito ha sido reconocido exactamente en los mismos puntos donde se reconoció el depósito de caída de ceniza "Lili" pero es en la columna "Antenas" donde tiene el mayor espesor de 67 cm (figura 3.16).

Figura 3.16 Depósito de caída Ceniza Lili y las Franjas en el sector de los 3 arbolitos en Alto Selva Alegre.

DEPÓSITO DE CAÍDA ENRIQUECIDO CON LÍTICOS EN LA BASE

Depósito de caída de lapilli pómez gris amarillento, sin gradación con sorteo regular, de composición andesítica (59.25 wt% SiO_2), con fenocristales de anfiboles y plagioclasas milimétricas. Las pómez son blanquecinas con baja vesiculación, grises, rosadas y pardas, medianamente vesiculadas y pesadas. El diámetro de las pómez está comprendido entre 1.5 a 7 cm. También presenta bombas rosadas y escoriáceas de hasta 13 cm. En la base se observa mayor contenido de matriz con alto contenido de líticos grises, en la zona intermedia presenta pómez de grano grueso con concentración media de líticos de 40 a 45 % por volumen, de color gris a gris claro y en la zona superior presenta pómez de grano medio – grueso con contenido medio de líticos. Los líticos son grises y no presenta líticos hidrotermalizados, con tamaños entre 1 a 2 cm.

Este depósito ha sido reconocido en la parte alta de Alto Selva Alegre (columna "3 arbolitos") a 7 km al suroeste del volcán Misti (Fotografía 3.8), donde tiene un espesor de 23 cm. También es reconocido en la parte alta de Cayma (columna "Carretera a Charcani V") a 10 km al suroeste del volcán Misti, donde tiene un espesor de 29 cm.

Fotografía 3.8 Depósito de caída gris amarillento enriquecida con líticos a la base, que aflora en el sector SO del volcán Misti, sector del cerro Pacheco – Alto Selva Alegre.

DEPÓSITO DE CAÍDA CHICHASARA

Depósito de caída de lapilli gris amarillento o beige, gradación normal, con un sorteo regular, clasto soportado, de composición traquiandesítica (60.68 wt% SiO_2), fenocristales de anfibol, plagioclasa y biotita.

Las pómez son grises con vesiculación baja, rosada con moderada vesiculación. El diámetro va desde 0.5 a 6 cm. La base presenta pómez de grano grueso con bajo contenido de líticos y el techo presenta pómez de grano medio a fino con bajo contenido de líticos. Hay presencia de líticos grises de hasta 5 % por volumen, con tamaños entre 1 a 2 cm. No se presentan líticos hidrotermalizados.

Este depósito ha sido reconocido en 5 puntos al suroeste del Volcán Misti, en Alto Selva Alegre (columna “3 arbolitos”, “Antenas”, “Quebrada pastores”, “Parte alta ASA”, “Cementerio San Luis” y “Nuevo Perú”) entre 6 a 13 km, respectivamente (Fotografía 3.9). En la columna “3 Arbolitos” es donde presenta el mayor espesor de 25 – 30 cm. También fue reconocido en la parte alta de Cayma (columna “Carretera a Charcani V”) a 10 km al noroeste del Volcán Misti con un espesor de 16 cm.

Fotografía 3.9 Depósito de caída Chichasara, que aflora en el sector SO del volcán Misti. Sector del cerro Pacheco – Alto Selva Alegre.

DEPÓSITO DE CAÍDA BLANQUECINA SIN GRADACIÓN

Depósito de caída lapilli gris blanquecina, no presenta gradación. Las pómez son gris blanquecinos, con baja vesiculación y pómez rosada con moderada vesiculación, de composición andesítica (59.23 wt% SiO_2), su ensamble mineralógico se compone de anfibol y plagioclasa. El diámetro de la pómez va entre 1.3 a 10 cm. Únicamente se distinguió una facie que presenta pómez de grano medio - grueso, con bombas rosadas y una alta concentración de líticos. Presenta líticos grises y pardos, no contiene líticos hidrotermalizados.

Depósito reconocido en la parte alta de Cayma (columna "Carretera a Charcani V") a 9.7 km al oeste del Volcán Misti. También reconocido en la parte alta de ASA (columna "Quebrada Pastores") a 11 km al suroeste del Volcán Misti (Fotografía 3.10), en ambas columnas el depósito tiene un espesor de 10 cm.

Fotografía 3.10 Depósito de caída Blanquecina sin Gradación, que aflora en el sector SO del volcán Misti. Sector Charcani V.

DEPÓSITO DE CAÍDA GRIS CLARO

Depósito de caída de lapilli de pómez gris claro, sin gradación. Las pómez son gris claro con vesiculación media y pómez parduzca de mayores dimensiones con moderada vesiculación. Las pómez presentan tamaños entre 1.8 – 5.5 cm, el ensamble mineralógico de la pómez está compuesta por anfiboles y plagioclasas cristalizadas. En Alto Selva Alegre, se distinguió un nivel de pómez de grano fino con concentración media de líticos. Los líticos son de hasta 1.5 cm.

Depósito reconocido únicamente en Alto Selva Alegre cerca de la Quebrada Peral, (columna "Nuevo Perú") a 12 km al suroeste del Volcán Misti (Fotografía 3.11), donde se tiene un espesor de 5 cm.

Fotografía 3.11 Depósito de caída Blanquecina sin Gradación y Gris Claro, que aflora en los sectores de Cayma y Alto Selva Alegre.

DEPÓSITO DE CAÍDA CHARCANI

Depósito de caída lapilli de pómez gris blanquecino, presenta sorteo regular y no tiene gradación, de composición andesítica (58.94 wt% SiO_2), con cristales libres de plagioclasa y anfiboles.

Las pómez son gris blanquecino con baja vesiculación y gris parda con mayor vesiculación, y tamaños de 1 a 4 cm. En la base presenta pómez de grano fino con contenido medio de líticos grises, en otros sectores como "Cementerio San Luis" aparece un nivel intermedio de poco espesor con pómez de grano grueso, en el tope tiene pómez de grano medio – fino y bombas de hasta 8 cm con concentración media de líticos. Presenta líticos grises.

Depósito reconocido en 5 puntos al suroeste del Volcán Misti, en Alto Selva Alegre (columna "Antenas", "Quebrada pastores", "parte alta ASA", "Cementerio San Luis" y "Nuevo Perú") entre 6 a 13 km, respectivamente (Fotografía 3.12). En la columna "Antenas" es donde tiene el mayor espesor de 17 cm. También fue reconocido en la parte alta de Cayma (columna "Carretera a Charcani V") a 10 km al noroeste del Volcán Misti con un espesor de 15 cm.

Fotografía 3.12 Depósito de caída Charcani, que aflora en el sector SO del volcán Misti. Sector Charcani V.

DEPÓSITO DE CAÍDA GRIS AMARILLENTA

Depósito de caída gris amarillenta, las pómez son gris y pardas medianamente vesiculadas, con tamaños entre 1 a 4 cm. En la base presenta 2 capas, una fina capa de ceniza y otra capa con alto contenido de líticos. En la parte intermedia inferior presenta pómez de grano medio con contenido bajo de líticos, en la parte intermedia superior presenta pómez de grano grueso con contenido medio de líticos. En la zona superior presenta pómez de grano fino con contenido medio de líticos grises. Los líticos son principalmente grises y no contiene líticos hidrotermalizados. El ensamble mineralógico es compuesto por anfibol y plagioclasa.

Este depósito fue reconocido únicamente en la parte alta de Alto Selva Alegre (columna "Antenas"), a 7 km del suroeste del Volcán Misti, presenta un espesor de 46 cm.

DEPÓSITO DE CAÍDA AMARILLENTA

Depósito de lapilli de pómez gris amarillento, sin gradación, buen sorteo. La pómez tiene tamaños entre 2.5 – 7 cm, con fenocristales de anfiboles y plagioclasas. Presenta hasta 3 tipos de pómez los que son blanquecinas, grises pardos con ligera vesiculación, pardas con alta vesiculación y bombas rosadas vesiculadas. Algunas pómez grises presentan manchas parduzcas. La base presenta pómez de grano medio – grueso con concentración media de líticos, el tope presenta pómez de grano grueso con contenido medio de líticos y bombas de hasta 9 cm. Los líticos son grises con alta densidad y grises oscuros. Presencia de fragmentos líticos grises muy densos en un 20 a 25 % por volumen. ML de 2 a 4 cm. No hay fragmentos líticos oxidados.

Este depósito ha sido reconocido exactamente en los mismos puntos donde se reconoció el depósito de caída de ceniza Lili, pero es en la columna "Charcani V" y "Antenas" (Fotografía 3.13) donde presenta los mayores espesores de 45 y 40 cm, respectivamente.

Fotografía 3.13 Depósito de caída Amarillenta, que aflora en el sector SO del volcán Misti. Sector Charcani V.

DEPÓSITO DE CAÍDA AUTOPISTA

Depósito de caída de lapilli pómez blanquecina a amarillento masivo con buen sorteo.

Las pómez son blanquecinas con baja vesiculación (fibrosas), pómez rosadas con moderada vesiculación, composición dacítica (63.80 wt% SiO_2), tamaños entre 0.5 a 7 cm, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y pocos piroxenos. El depósito es caracteriza por presentar bombas de color rosado de hasta 10 cm, muy vesiculadas.

El depósito Autopista que aflora en espesores menores a 1.4 m; está compuesto de lapilli y líticos lávicos (frescos y accidentales). La variación particular en la concentración de estos componentes es una característica exclusiva de este depósito, que conserva tanto en zonas proximales, medias y distales lo que lo hace reconocible en el campo. Tiene tres diferentes niveles que de ahora en adelante los llamaremos Autopista inferior, Autopista medio y Autopista superior. (Cacya, 2006).

Recientes descripciones distinguen hasta 7 niveles, comenzando desde la base el nivel 1 presenta pómez de grano grueso con contenido bajo de líticos y bombas rosadas de hasta 17.5 cm, el nivel 2 presenta pómez de grano grueso con alto contenido de líticos grises e hidrotermalizados, el nivel 3 y más potente presenta pómez de grano grueso con contenido medio de líticos, el nivel 4 presenta pómez de grano medio con alto contenido de líticos grises, el nivel 5 y menos potente presenta una fina capa de ceniza de grano fino, el nivel 6 presenta pómez de grano medio con contenido medio de líticos y el nivel 7 presenta otra capa fina de ceniza de grano medio – grueso. Hay presencia de bombas rosadas de hasta 18 cm en los niveles inferiores del depósito. Los líticos presentes son grises e hidrotermalizados distribuidos en todo el depósito. Los líticos son de dos clases (accesorios y accidentales), los accesorios son de color gris claro formaron parte de los flujos de lava anteriormente emplazados por el mismo volcán y que dieron lugar a la edificación del estratovolcán, los líticos accidentales también están presentes, formaron parte del conducto volcánico, pero del substrato, son gnéisicos, frágiles y están alterados hidrotermalmente (Cacya, 2006).

Depósito reconocido en el flanco occidental del Volcán Misti (columna “3 Arbolitos”, “Carretera a Charcani V”, “Antenas”, “Quebrada Pastores”, “Nuevo Perú”, “Parte alta de ASA” y “Carbón”) (Fotografía 3.14) y parte de flanco oriental (columna “Camino a Chiguata) a 11 km al sureste del Volcán Misti. Es en las columnas “Carretera a Charcani V” y “3 Arbolitos” donde presenta los mayores espesores de 80 y 68 cm, respectivamente.

Harpel et al., 2023 infiere que la Autopista fue emplazada durante o justo después del Último Máximo Glacial (LGM; 18-14 ka), según nuevas edades de 14C de paleosuelos en la estratigrafía anterior a la Autopista.

Fotografía 3.14 Afloramiento del depósito de caída Autopista. Sector SO del volcán Misti, camino a la escuela de policías - Charcani.

DEPÓSITO DE CAÍDA PONCHE IRIDISCENTE

Depósito de caída de lapilli pómez escoriáceos, masivo, sin gradación y la relación de sus clastos es clasto soportado. Las pómez son gris parduzco escoriáceo, marrón oscuro y algunas presentan mingling, tamaños de hasta 7 cm, con fenocristales de anfibol y plagioclasa. En todo el depósito se presenta pómez de grano grueso con enriquecimiento de líticos en la base. Los líticos son grises y pardos.

Depósito identificado en el sector de Alto Selva Alegre (columna "3 Arbolitos", "Carbón" y "Quebrada Pastores") (Fotografía 3.15), en la columna "Carbón" es donde se tiene el mayor espesor de 16 cm.

Fotografía 3.15 Afloramiento del depósito de caída Autopista. Sector SO del volcán Misti, camino a la escuela de policías - Charcani.

DEPÓSITO DE CAÍDA PONCHE GRIS

Depósito de caída de lapilli pómez gris de grano grueso. En todo el depósito tiene distribuidos pómez gris y pómez escoriáceas. Las pómez son de composición andesítica (59.70 wt% SiO_2), con fenocristales de anfiboles y plagioclasas milimétricas. Únicamente se reconoció un solo nivel el cual presenta una baja concentración de líticos. Contiene líticos grises y no contiene líticos hidrotermalizados.

Depósito identificado en parta alta de Alto Selva Alegre (columna "3 Arbolitos" y "Quebrada Pastores") (Fotografía 3.16) a 7 y 11 km al suroeste del volcán Misti, respectivamente. Con un espesor de 7 y 10 cm, en el orden dado.

Fotografía 3.16 Afloramiento del depósito de caída Ponche Gris al SO del volcán Misti.

DEPÓSITO DE CAÍDA SANDWICH INFERIOR

Depósito de caída gris parduzco, con buen sorteo y sin gradación. Las pómez son escoriáceas marrón oscuro con vesiculación media y algunas blanquecinas (son más recurrentes en zonas proximales), medianamente vesiculadas, de composición andesítica (58.88 wt% SiO_2), con fenocristales de plagioclasa, anfibol y piroxeno. El tamaño de la pómez oscila entre 1 a 8.5 cm. Se presentan bombas de pómez de hasta 5 cm.

En la base presenta pómez de grano medio – grueso con bajo contenido de líticos grises (5-10% por volumen) en la base, en la zona intermedia presenta pómez de grano grueso con incremento de concentración de líticos de hasta 30% por volumen y en el tope presenta pómez de grano medio – fino con alta concentración de líticos. Los líticos son grises con tamaños entre 3 a 6 cm, con 1-3% de líticos hidrotermalizados.

Depósito identificado en el flanco occidental del Volcán Misti, en los sectores de Alto Cayma y Alto Selva Alegre (columna "Carretera a Charcani V", "3 Arbolitos", "Antenas" y "Carbón") (Fotografía 3.17), en las columnas "Carbón" y "Antenas" presenta las mayores potencias de 33 y 35 cm, respectivamente.

El depósito de caída de tefra del "Sándwich Inferior", es el resultado de una erupción Pliniana de IEV 5, con un volumen emitido de tefra de 0.061 km^3. Esta erupción tuvo una columna eruptiva máxima de 27 km producto de una fragmentación magmática y de una mezcla de dos magmas andesíticos (59.05 wt% - 58.97 wt% de SiO_2) que le han dado una peculiaridad de piroclastos con "mingling" (Escobar, 2021).

Fotografía 3.17 Afloramiento del depósito Sándwich Superior e Inferior. Sector del cerro Pacheco – 3 arbolitos.

DEPÓSITO DE CAÍDA SANDWICH SUPERIOR

Depósito de caída de lapilli pómez gris parda (chocolate), con buen sorteo y con gradación inversa de pómez y líticos. Las pómez son escoriáceas marrón claro con alta vesiculación, algunas presentan bandas blancas (mingling), algunas blanquecinas. Las pómez son de composición andesita basáltica (55.67 wt% SiO_2), su ensamble mineralógico se compone de anfibol, plagioclasa y piroxeno. El diámetro de las pómez escoreáceas van desde 2 a 11 cm. Se presentan bombas escoriáceas de color chocolate de hasta 11 cm. Las escorias contienen un 30 % por volumen de vesículas subredondeadas a irregulares, con cristales de anfíboles y piroxenos (1 a 3% por volumen). Similar al "Sándwich Inferior" algunas escorias (~7% por volumen) muestran bandas blancas, que sugieren procesos de mingling distribuidas en toda la capa. (Escobar, 2021). Se ha identificado 2 niveles, el nivel inferior presenta pómez de grano fino con bajo contenido de líticos grises afaníticos y el nivel superior presenta pómez de grano grueso con bajo contenido de líticos centimétricos. Los líticos son grises oscuros densos y no presenta líticos hidrotermalizados. ML de 0.5 a 9.5 cm. (10 a 20 % por volumen).

La ubicación de los depósitos donde fue identificado el depósito "Sándwich superior" son los mismos puntos de donde fue identificado el depósito "Sándwich inferior". En las columnas "3 arbolitos" y "Antenas" presenta las mayores potencias de 24 y 25 cm, respectivamente.

El depósito de caída de tefra del "Sándwich Superior", es resultado de una erupción Pliniana de IEV 4, con un volumen emitido de tefra de 0.048 km_3. Esta erupción tuvo una columna eruptiva máxima de 25 km producto de una fragmentación magmática y de una mezcla de dos magmas andesíticos (60.19 wt% - 58.74 wt% de SiO_2) que le han dado una peculiaridad de piroclastos con "mingling" (Escobar, 2021).

DEPÓSITO DE CAÍDA SANCAYO

Depósito de caída de lapilli gris blanquecina, masiva y sin gradación. Las pómez son blanquecinas con moderada vesiculación y textura fibrosa, también se registra pómez pardas. Composición traquiandesítica (58.57 wt% SiO_2), con fenocristales de plagioclasa y anfibol. Los tamaños oscilan entre 1 a 5 cm. Solo se identificó un nivel, algunas pómez en la base son de grano fino, pero en general son de grano medio - grueso. El contenido de líticos es medio, los líticos son grises de hasta 1 cm y no presenta líticos hidrotermalizados.

Depósito identificado en parte alta de Alto Selva Alegre (columna "Antenas" y "3 Arbolitos") a 6 y 7 km Al suroeste del Volcán Misti, correlativamente (Fotografía 3.18). Presenta un espesor de 25 y 9 cm, en el orden dado. También es identificado en la parta alta de Cayma (columna "Carretera a Charcani V") a 10 km al suroeste del Volcán Misti, con un espesor de 17 cm.

Fotografía 3.18 Afloramiento del depósito de caída Sancayo. Sector del cerro Pacheco – Alto Selva Alegre.

DEPÓSITO DE CAÍDA/FLUJO DE CENIZA

Ceniza gris parda de grano medio a fino. Presenta ceniza amarilla en la base y gris oscuro en la parte superior. Se encontró fragmentos de carbón a 5 cm por debajo de la caída Rosada. Este depósito fue identificado únicamente en la parte alta de Alto Selva Alegre (columna "Carbón") a 7 km al suroeste del Volcán Misti. Presenta un espesor entre 60 a 70 cm (Fotografía 3.19).

Fotografía 3.19 Afloramiento del depósito de Caída / Flujo de Ceniza donde se encontró carbón, infrayaciendo a la caída Rosada, sector de Alto Selva Alegre.

DEPÓSITO DE CAÍDA ROSADA

Depósito de caída de lapilli pómez color ocre, sin gradación y buen sorteo. Las pómez son gris amarillento y pómez escoriácea, con regular vesiculación y fenocristales de plagioclasa y anfibol. Presentan tamaños entre 0.5 a 5 cm.

Se ha reconocido 4 niveles, el nivel 1 presenta pómez milimétrica con enriquecimiento de líticos grises, el nivel 2 presenta pómez de grano medio – grueso con alto contenido de líticos grises, grises oscuros e hidrotermalizados, el nivel 3 presenta pómez de grano medio – grueso con alto contenido de líticos gris, gris oscuro y algunos hidrotermalizados; finalmente, en el nivel superior se encuentra lapilli pómez de grano medio – fino con concentración media de líticos grises e hidrotermalizados. Los líticos son grises parduzcos e hidrotermalizados distribuidos en todo el depósito. Los líticos presentan tamaños entre 1 a 4.5 cm.

Depósito identificado en 3 puntos en la parte alta de Alto Selva Alegre (columna "Antenas", "Carbón" y "3 Arbolitos") entre 6 y 7 km, respectivamente (Fotografía 3.20 y 3.21). Es en la columna "3 Arbolitos" donde presenta 43 cm de espesor, siendo el mayor. También es identificado en la parte alta de Cayma (columna "Carretera a Charcani V"), donde presenta un espesor de 24 cm.

Fotografía 3.20 Afloramiento del depósito de caída Rosada, sector de Alto Selva Alegre.

Fotografía 3.21 Afloramiento en el sector del Cerro Pacheco, donde se visualizan los depósitos de caída Autopista, Sándwich, Rosada sector de Alto Selva Alegre.

DEPÓSITO DE CAÍDA APO

Depósito de caída de lapilli de pómez gris amarillento, sin gradación, mal sorteo. Las pómez son blanquecinas a anaranjados medianamente vesiculadas, así como escoriáceas de color marrón claro con moderada vesiculación, con tamaños de hasta 5 cm, con fenocristales de anfibol, plagioclasa y piroxenos. Únicamente se reconoce un solo nivel el cual presenta pómez de grano medio – grueso con bajo contenido de líticos grises oscuros con tamaños de hasta 5 cm, no contiene líticos hidrotermalizados.

Depósito reconocido en parte alta de Alto Selva Alegre y Cayma (columna "Antenas" y "Carretera a Charcani V) (Fotografía 3.22) entre 6 y 7 km, respectivamente. En la columna "Antenas" presenta un espesor de 30 cm y en la columna "Carretera a Charcani V" presenta 5 cm de espesor.

Fotografía 3.22 Afloramiento del depósito de caída Apo, sector de Alto Selva Alegre.

DEPÓSITO DE CAÍDA DUENDE

Depósito de caída de lapilli de pómez gris, sin gradación. Las pómez son de composición dacítica (66.16 wt% SiO_2), con fenocristales de anfiboles y plagioclasas. En Alto Selva Alegre, el tamaño de la pómez es entre 3 a 7 cm. Las pómez son gris blanquecino no vesiculada y rosa clara de moderada vesiculación, con fenocristales de plagioclasa y anfibol. Únicamente se presenta 1 nivel el que presenta pómez de grano medio y bombas de hasta 10 cm. con bajo contenido de líticos. Los líticos son grises y no contiene líticos hidrotermalizados.

Depósito identificado únicamente en parte alta de Alto Selva Alegre (columna "3 Arbolitos") a 7 km al suroeste del Volcán Misti. Presenta una potencia de hasta 10 cm.

DEPÓSITO DE CAÍDA MISQUIRICHI

Depósito de caída de lapilli de pómez gris, sin gradación, de grano medio a grueso. La pómez es gris blanquecino no vesiculada y rosa clara de moderada vesiculación, con fenocristales de plagioclasa y anfibol. La pómez presenta un tamaño de hasta 5 cm, mientras que los líticos hasta 2.5 cm.

Depósito reconocido en los mismos puntos donde se identificó al depósito de caída "Gris amarillento - APO". Donde en la columna "Antenas" presenta un espesor de 20 cm y en la columna "Carretera a Charcani V" presenta 15 cm de espesor.

DEPÓSITO DE CAÍDA 2050 AÑOS

La última erupción importante del volcán Misti fue de tipo pliniano, la cual generó un depósito de caída de lapilli pómez, depósitos de flujos piroclásticos de pómez y ceniza, así como lahares. El depósito de caída presenta pómez grises y marrón oscuro con moderada vesiculación, algunas presentan bandeamientos (gris claro, gris oscuro), en donde las bandas claras poseen composición riolítica (71 wt% de SiO_2) y las bandas oscuras composición andesítica (63 wt% de SiO_2). Los tamaños oscilan entre 1 a 5 cm y presentan fenocristales de anfíboles, plagioclasas, cuarzos y piroxenos.

Se registran identificados 5 niveles, comenzando de la base el nivel 1 presenta pómez de grano fino con contenido medio de líticos milimétricos grises, el nivel 2 presenta pómez de grano grueso con bajo contenido de líticos, el nivel 3 presenta pómez de grano fino – medio con bajo contenido de líticos grises e hidrotermalizados, el nivel 4 presenta una fina capa de ceniza gris parda de grano grueso y el ultimo nivel presenta pómez de grano grueso con contenido medio de líticos grises e hidrotermalizados. Los líticos son grises e hidrotermalizados (figura 3.17).

El depósito de caída de pómez aflora en toda el área de Arequipa, ha podido ser identificado a más de 25 km al SO del cráter. Depósito identificado en el lado occidental del volcán Misti, (columna "Carretera a Charcani V", "Antenas", "3 Arbolitos", "Carbón", "Quebrada Pastores", "Nuevo Perú" y "Cementerio San Luis"). También es identificado en parte del lado oriental del Volcán Misti (columna "Camino a Chiguata"). Es en las columnas "3 Arbolitos" y "Antenas" que muestran los mayores espesores de 44.5 y 33 cm, respectivamente. En la columna "Camino a Chiguata" se presenta ligeramente retrabajado y con un espesor de 6 cm.

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.

Por otro lado, Harpel et al., (2012), estimó que la erupción del volcán Misti de hace 2050 años, tuvo un IEV 5, con una columna eruptiva que alcanzó hasta 29 km de altura y duró entre 2 y 5 horas. También emitió que la erupción emplazó alrededor de 1.4 km^3 de tefra, 0.01 km^3 de flujos piroclásticos y 0.04 km3 de lahar.

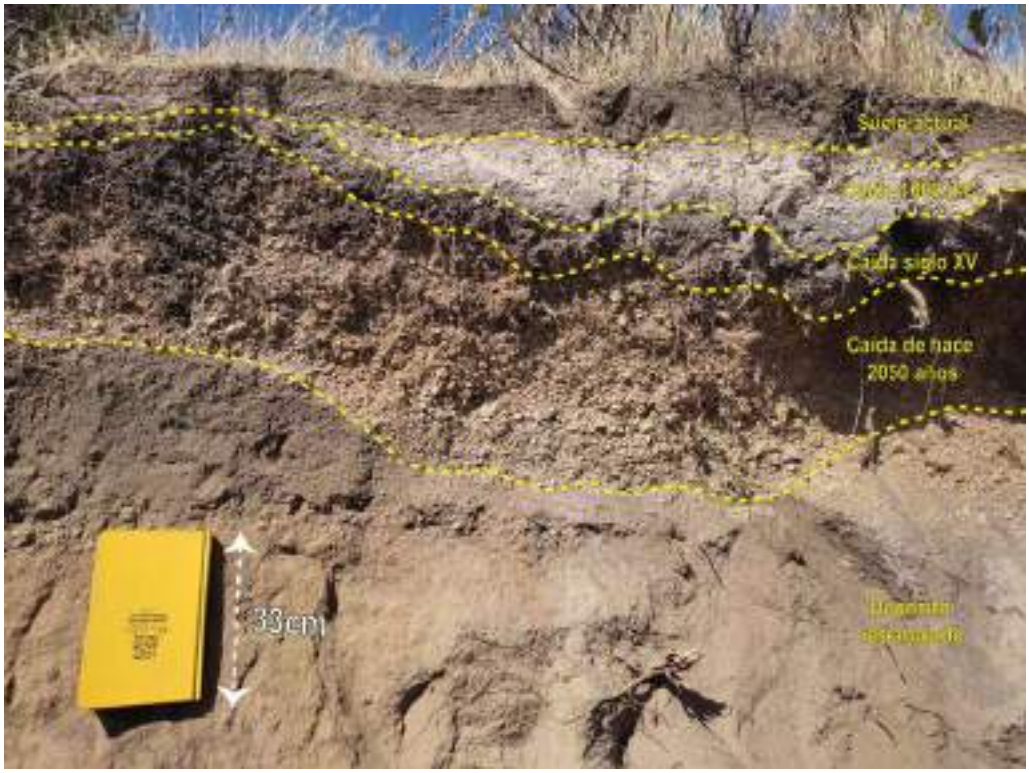


Figura 3.17 Afloramiento del depósito de caída de hace 2050 años, sector de Alto Selva Alegre.

DEPÓSITO DE CAÍDA SIGLO XV

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 (Mariño et al., 2016). El depósito de caída de ceniza denominado también «Ceniza Pachacútec» es un poco retrabajado, con fenocristales de plagioclasas y piroxenos.

Depósito identificado en el lado occidental del Volcán Misti, (columna "Carretera a Charcani V", "3 Arbolitos", "Nuevo Perú" y "Cementerio San Luis"), también es identificado en parte del lado oriental del Volcán Misti (columna "Arenales") a 9.7 km del Volcán Misti. Es en las columnas "Carretera a Charcani V" y "Arenales" que muestran los espesores retrabajados entre 10 a 25 cm, respectivamente. La erupción habría tenido un IEV 2 (Thouret et al., 2001).

SECTOR SE – E

En este sector se han levantado 12 columnas tefroestratigráficas (C08-C20) y se lograron identificar alrededor de 22 depósitos de caídas piroclásticas (figura 3.18 y 3.19). A continuación, se describen dichos depósitos.

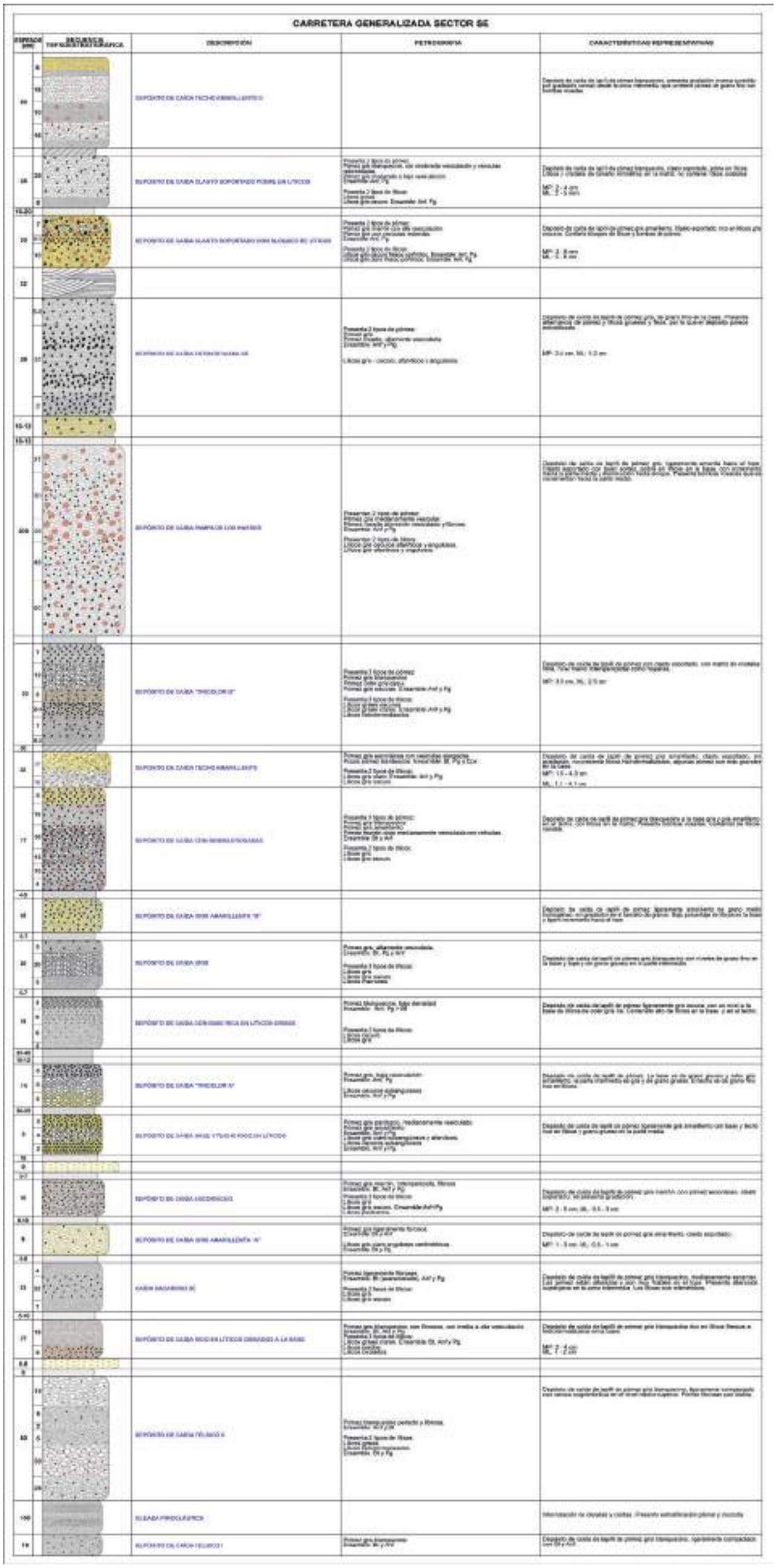


Figura 3.18 Columna tefroestratigráfica generalizada del sector SE del volcán Misti.

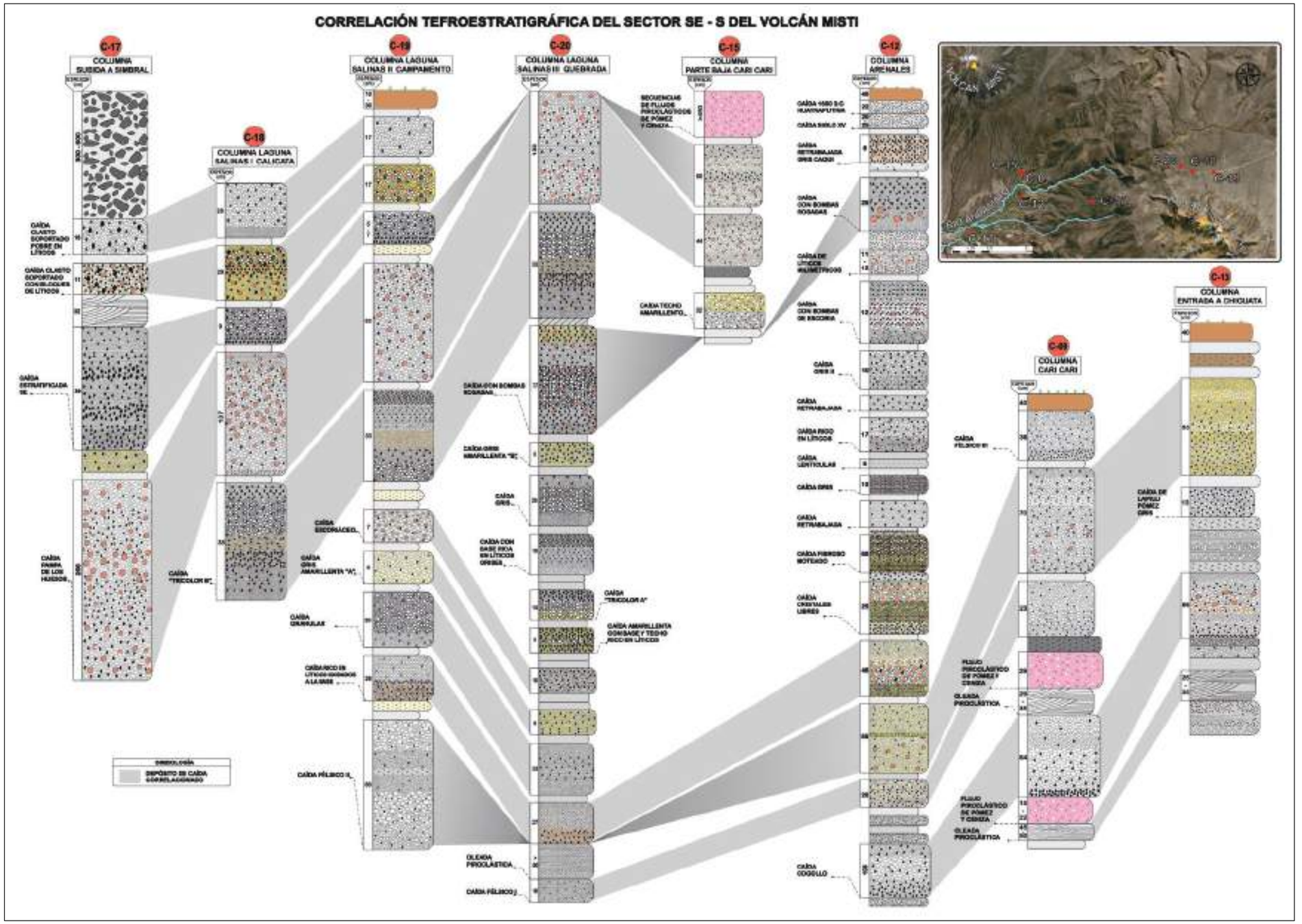


Figura 3.19 Correlación tefroestratigráfica del sector S-SE del volcán Misti.

DEPÓSITO DE CAÍDA COGOLLO

Depósito de caída blanquecino, de composición riolítica (72.20 a 74.12 wt% SiO_2), ensamble mineralógico de anfibol y fenocristales de biotita y plagioclasa. La pómez presenta un brillo perlado, aspecto "sedoso", textura fibrosa y vesículas alargadas; las más grandes se encuentran en la base del depósito.

Con respecto a la zona oriental del volcán Misti, el depósito fue identificado en la zona de Chiguata (columna "Entrada a Chiguata", "Arenales" y "Cari Cari") los que se encuentran entre 8 a 11 km del Volcán Misti, respectivamente, siendo el mayor espesor de 1.03 m. en la columna "Arenales".

DEPÓSITO DE CAÍDA FÉLSICO I

Depósito de caída de lapilli pómez gris amarillento con gradación normal hacia el techo.

En el sector de Cari Cari, las pómez son blanquecinas y grises amarillentos con moderada a baja vesiculación, con tamaños entre 1 a 4 cm. El ensamble mineralógico de la pómez se compone principalmente por biotita, anfibol y plagioclasa.

Se tienen distinguidos 3 niveles. Comenzando de la base el nivel 1 presenta pómez de grano medio a grueso y alto contenido de líticos grises, el nivel 2 presenta pómez de grano grueso con contenido medio de líticos y el último nivel presenta pómez de grano medio a grueso con contenido medio de líticos. ML entre 0.5 a 2 cm.

Este depósito fue identificado en el sector de Cari Cari (columna "Cari Cari" "Laguna Salinas III – Quebrada") y ligeramente más amarillento en la columna "Arenales", estas columnas están ubicadas entre 8 y 16 km, al sureste del Volcán Misti, con un espesor de 10 cm.

DEPÓSITO DE CAÍDA FÉLSICO II

Depósito de caída de lapilli pómez gris blanquecino fibroso con gradación normal. La composición de la pómez es riolítica (71.14 wt. wt% SiO_2), con fenocristales de anfiboles y biotita. La pómez son grises blanquecinos y amarillentos, presenta bombas en la zona media. El diámetro de la pómez va desde 2 a 4 cm en los sectores de Cari Cari y Chiguata, mientras que las bombas llegan hasta los 10 cm.

Se tienen 6 niveles distinguidos, comenzando desde la base el nivel 1 presenta pómez de grano medio con bajo contenido de líticos grises pero enriquecido de líticos hidrotermalizados. El nivel 2 presenta pómez de grano grueso y bombas, el contenido de líticos es medio, ML entre 2 a 3 cm. El nivel 3 presenta pómez de grano de tamaño medio y contenido medio de líticos pardos, el nivel 4 muestra una capa de ceniza relativamente gruesa de color gris crema, el que contiene algunas pómez de grano fino, el nivel 5 presenta pómez de grano grueso con bajo contenido de líticos y el último nivel presenta pómez de grano medio con bajo contenido de líticos grises y pardos. Los líticos son grises, pardos y oscuros (Fotografía 3.23).

Este depósito fue identificado en el sector de Cari Cari (columna "Cari Cari") y ligeramente más amarillento en las columnas "Arenales" y "Entrada a Chiguata", estas columnas están entre 8 y12 km, respectivamente al sureste del Volcán Misti. Cerca de la carretera a Laguna Salinas (columna "Laguna salinas II – Campamento") a 18 km, se presenta un espesor de 80 cm.

Fotografía 3.23 Afloramiento del depósito de caída gris blanquecina con nivel coignimbrítico, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

DEPÓSITO DE CAÍDA FÉLSICO III

Depósito de caída de lapilli pómez gris con textura fibrosa. Las pómez son blanquecinas y algunas presenta ligera alteración, el diámetro de la pómez va desde 2 a 3 cm. Se tienen distinguidos 3 niveles, comenzando desde la base el nivel 1 presenta pómez de grano fino con alto contenido de líticos, el nivel 2 presenta pómez de grano medio a grueso con contenido medio de líticos y el último nivel presenta pómez de grano medio con bajo contenido de líticos. Los líticos son grises y algunos se desintegran fácilmente. ML entre 0.5 a 1 cm. Este depósito fue identificado únicamente en el sector de Cari Cari, Chiguata (columna "Cari Cari").

DEPÓSITOS DE CAÍDA RICO EN LÍTICOS OXIDADOS A LA BASE

Depósito de caída de lapilli de pómez gris blanquecino, el diámetro de la pómez está comprendido entre 2 – 4 cm (Fotografía 3.24). La pómez tiene textura fibrosa y presenta media a alta vesiculación, de composición dacítico (64.28 wt% SiO_2), con fenocristales de biotita, anfibol y plagioclasa. En la base se tiene pómez de grano fino a medio con alta concentración de líticos grises y oxidados, el tope presenta pómez de grano medio – grueso con baja concentración de líticos grises y líticos oxidados traza.

Depósito identificado al sureste del volcán Misti, cerca de la carretera a Laguna Salinas, en las columnas "Laguna Salinas II – Campamento", "Laguna Salinas III – Quebrada" y "Arenales"), donde posee 26, 27 y 46 cm de espesor respectivamente. Dichas columnas están ubicadas entre 9 a 12 km del cráter del volcán Misti.

Fotografía 3.24 Afloramiento del depósito de caída rico en líticos oxidados a la base, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

CAÍDA GRANULAR

Depósito de caída de lapilli de pómez gris blanquecino con apariencia sacarosa, ligeramente fibroso, tiene buen sorteo y gradación inversa. Las pómez son de composición dacítica (64.74 wt% SiO_2), con fenocristales de biotita acaramelada, anfibol y plagioclasa.

En la base presenta pómez de grano fino a medio con concentración media de líticos, en la zona intermedia tiene pómez de grano medio con bajo contenido de líticos grises e hidrotermalizados (en la columna "Laguna salinas III – Quebrada" presenta alteración supérgena) y en la zona superior presenta pómez de grano fino a medio (Fotografía 3.25). Los líticos son principalmente grises, grises oscuros y algunos hidrotermalizados.

Depósito identificado al sureste del Volcán Misti, cerca de la carretera a Laguna Salinas (columna "Laguna salinas II – Campamento" y "Laguna salinas III – Quebrada"), en dichas columnas presenta espesores de 29 y 33 cm, respectivamente.

Fotografía 3.25 Afloramiento del depósito de caída Granular, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

EPÓSITO DE CAÍDA GRIS AMARILLENTA "A"

Depósito de caída gris amarillento. Las pómez son andesitas (59.84 wt% SiO_2), con un ensamble mineralógico de biotita, anfíboles y plagioclasa. Presenta tamaños de hasta 3 cm. El depósito solo contiene un nivel, presenta pómez amarillenta de grano medio - grueso con textura fibrosa y pómez gris blanquecina medianamente intemperizado. La concentración de líticos grises en todo el depósito es baja y la concentración de líticos oxidados es traza.

Depósito identificado en los mismos puntos donde aflora el depósito "Granular", con 6 y 9 cm de espesor (Fotografía 3.26).

Fotografía 3.26 Afloramiento del depósito de caída Gris Amarillento A, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

DEPÓSITO DE CAÍDA GEMELO INFERIOR

Depósito de lapilli pómez gris caqui, con apariencia moteada debido a los líticos hidrotermalizados. Las pómez son de composición andesítica (62.97 wt% SiO_2), con anfíboles de hasta 1 mm.

Las pómez son grises caqui con tonalidad parda en el medio, presenta baja a media vesiculación, característica que se incrementa en el núcleo. El diámetro de la pómez se encuentra entre 2 a 5 cm.

Se distingue 3 niveles que varían sobre todo en el contenido de líticos. Comenzando desde la base el nivel 1 presenta pómez de grano medio y alto contenido de líticos grises e hidrotermalizados, el nivel 2 presenta pómez de grano grueso con bajo contenido de líticos oscuros de tamaño centimétrico, el último nivel presenta pómez de grano medio a grueso y contenido medio de líticos grises. Los líticos son grises claros y oscuros con textura afanítica. ML de entre 0.5 a 2 cm.

Depósito identificado únicamente en el sector de Chiguata (columna "Camino a Chiguata") a 11 km al sur del volcán Misti donde presenta un espesor de 24 cm.

DEPÓSITO DE CAÍDA GEMELO SUPERIOR

Depósito de lapilli pómez gris caqui con intercalaciones de grano grueso, medio y fino; el que le da una apariencia estratificada. Las pómez son de composición dacítica (63.34 wt% SiO_2). De colores grises claros a grises caqui con moderada a alta vesiculación, las vesículas siguen una dirección predominante, con tamaños de pómez entre 1.5 a 7 cm.

Se han identificado 4 niveles. Comenzando de la base el nivel 1 presenta pómez de grano fino a medio, contenido medio de líticos grises. El nivel 2 presenta pómez de grano medio a grueso y bajo contenido de líticos grises. En el nivel 1 y 2 también se presentan líticos hidrotermalizados en contenido traza. El nivel 3 presenta pómez de grano medio y contenido medio de líticos oscuros, el último nivel presenta pómez de grano medio a fino y contenido medio de líticos. Los líticos son grises oscuros con textura afanítica, algunos son hidrotermalizados, con tamaños entre 0.2 a 1.1 cm.

Depósito identificado únicamente en el sector de Chiguata (columna "Camino a Chiguata") a 11 km al sur del volcán Misti donde presenta un espesor de 30 cm.

DEPÓSITO DE CAÍDA ESCORIÁCEO

Depósito de caída de lapilli de pómez gris marrón (escoriácea clasto soportado y no presenta gradación. En Salinas Agua Blanca, la pómez presenta textura ligeramente fibrosa e intemperizada, con tamaños entre 2 a 5 cm. El ensamble mineralógico de la pómez se compone de biotita, anfíboles y plagioclasa; en el caso de los líticos se agrega olivino. Únicamente presenta un solo nivel en el que contiene pómez de grano medio – grueso con un bajo contenido de líticos. Los líticos son grises, grises oscuros subangulosos y pardos. Depósito identificado en los mismos puntos que fue identificado el depósito "Sacarosa SE", en la columna "Laguna salinas II – Campamento" presenta 7 cm de espesor (Fotografía 3.27) y en la columna "Laguna salinas III – Quebrada" 10 cm.

Fotografía 3.27 Afloramiento del depósito de caída Escoriáceo, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

DEPÓSITO DE CAÍDA AMARILLENTA CON BASE Y TECHO RICO EN LÍTICOS

Depósito de caída de lapilli de pómez ligeramente gris amarillento medianamente vesiculado. El ensamble mineralógico de la pómez se compone de anfibol y plagioclasa.

En la base presenta pómez de grano fino con alta concentración de líticos, en la zona intermedia se observa pómez de grano grueso con una notable disminución de concentración de líticos y en el tope se puede observar pómez de grano fino con una alta concentración de líticos. Depósito identificado en el lado oriental del Volcán Misti, cerca de la carretera a Laguna Salinas (columna "Laguna Salinas III – Quebrada") a 16 km al sureste del volcán Misti donde presenta un espesor de 9 cm (figura 3.20).

DEPÓSITO DE CAÍDA "TRICOLOR A"

Depósito de caída de lapilli pómez gris de baja vesiculación. El ensamble mineralógico de la pómez y líticos está compuesto por anfibol y plagioclasa. La base y zona intermedia contiene pómez de grano gris grueso sin especificación de contenido de líticos, la zona superior presenta pómez de grano fino con un alto contenido de líticos. Los líticos son oscuros subangulosos. Depósito identificado en la columna "Laguna salinas III – Quebrada" donde presenta un espesor de 14 cm (figura 3.20).

DEPÓSITO DE CAÍDA CON BASE RICA EN LÍTICOS GRISES

Depósito de caída de lapilli pómez gris ligeramente oscura. La pómez es andesítica (59.95 wt% SiO_2), con fenocristales de anfibol, plagioclasa y en menor medida por biotita. Las pómez son grises oscuros de baja densidad y algunas blanquecinas, con tamaños entre 2 a 4 cm. La base presenta pómez de grano fino y líticos lila, la zona intermedia inferior presenta pómez de grano medio con bajo contenido de líticos, la zona intermedia superior presenta pómez de grano medio con concentración media de líticos, la zona superior presenta pómez de grano fino con alto contenido de líticos. Los líticos son oscuros y grises. Depósito identificado en la columna "Laguna salinas III – Quebrada" donde presenta un espesor de 19 cm (figura 3.20).

DEPÓSITO DE CAÍDA GRIS

Depósito de caída de lapilli pómez gris blanquecina altamente vesiculada. El ensamble mineralógico de la pómez está compuesto por biotita, plagioclasa y anfibol. El depósito presenta 3 niveles, comenzando de abajo la base y zona intermedia presentan pómez de grano fino y grueso, respectivamente, pero sin especificación de líticos. La zona superior contiene pómez de grano fino con bajo contenido de líticos. Principalmente contiene líticos grises, grises oscuros y marrones. Depósito identificado en la columna "Laguna salinas III – Quebrada" (figura 3.20) donde presenta un espesor de 26 cm.

DEPÓSITO DE CAÍDA GRIS AMARILLENTA "B"

Depósito de caída de lapilli de pómez ligeramente amarillento, sin gradación. El tamaño de grano medio es homogéneo en todo el depósito, en la base el contenido de líticos es bajo y en la zona superior se incrementa. Depósito identificado en la columna "Laguna salinas III – Quebrada" donde presenta un espesor de 8 cm (figura 3.20).

Figura 3.20 Afloramiento del depósito de caída Tricolor, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

DEPÓSITO DE CAÍDA CON BOMBAS ROSADAS

Depósito de caída de lapilli de pómez blanquecina gris en la base y gris amarillento en el tope, presenta bombas rosadas distribuidas en todo el depósito, algunas pómez son marrón claro medianamente vesiculada y reticulada. La composición de las pómez es andesítica (62.14 wt% SiO_2), su ensamble mineralógico está compuesto por biotita y anfibol. El contenido de líticos es variable en los niveles presentes. Se identificaron 6 niveles, comenzando desde abajo el nivel 1 presenta pómez de grano fino con bajo contenido de líticos, el nivel 2 presenta pómez de grano medio con concentración media de líticos, el nivel 3 presenta pómez de grano grueso con bajo contenido de líticos, el nivel 4 presenta pómez de grano grueso con contenido medio de líticos, el nivel 5 presenta pómez de grano medio con bajo contenido de líticos y, finalmente, el último presenta pómez de grano medio con concentración media de líticos. Depósito identificado en la columna "Laguna salinas III – Quebrada" y "Arenales" donde presenta un espesor de 77 y 25 cm respectivamente (Fotografía 3.28).

Fotografía 3.28 Afloramiento del depósito de caída con bombas rosadas, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

DEPÓSITO DE CAÍDA TECHO AMARILLENTO

Depósito de caída de lapilli pómez gris amarillento, clasto soportado y sin gradación. La pómez es de composición andesítica (59.77 wt% SiO_2). Las pómez son grises escoriáceas con vesículas alargadas y algunas pómez presentan bandeamiento, el diámetro de la pómez va desde 1.5 a 4 cm. Se distinguieron 2 niveles y ambos niveles presenta pómez de grano grueso con bajo contenido de líticos, la diferencia está en que las pómez del techo son más amarillentas que la base. Los líticos son grises claros y grises oscuros. ML está entre 1 y 4 cm.

Este depósito fue identificado solamente en el sector de Cari Cari (columna "Parte baja Cari Cari") (Fotografía 3.29).

Fotografía 3.29 Afloramiento del depósito de caída Techo Amarillento, SE del volcán Misti.

DEPÓSITO DE CAÍDA "TRICOLOR B"

Depósito de caída de lapilli de pómez gris, la relación de clastos es clasto soportado y su matriz contiene cristales libres.

El depósito presenta distribuido pómez gris blanquecino, gris caqui y grises oscuros. La pómez es andesítica (58.35 wt% SiO_2), con fenocristales de anfíbol y plagioclasa.

Presenta 6 niveles, comenzando desde abajo, el nivel 1 presenta pómez de grano fino sin especificación de contenido de líticos, el nivel 2 presenta pómez de grano fino con contenido medio de líticos grises, oscuros e hidrotermalizados traza, el nivel 3 presenta pómez de grano fino con alto contenido de líticos grises y baja concentración de líticos hidrotermalizados, el nivel 4 presenta pómez de grano fino intemperizadas como hojuelas y un bajo contenido de líticos, el nivel 5 presenta pómez de grano grueso con bajo contenido de líticos y el último nivel presenta pómez de grano medio con contenido medio - alto de líticos. Los líticos principalmente son grises claros, oscuros e hidrotermalizados en menor medida.

Depósito identificado al sureste del Volcán Misti, cerca de la carretera a Laguna Salinas (columna "Laguna salinas I - Calicata", "Laguna salinas II – Campamento" y "Laguna salinas III – Quebrada") entre 15 a 18 km, respectivamente. En las 3 columnas muestra una potencia de 33 cm (Fotografía 3.30).

Fotografía 3.30 Afloramiento del depósito de caída Tricolor B, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

DEPÓSITO DE CAÍDA PAMPA DE LOS HUESOS

Depósito de caída de lapilli de pómez gris blanquecina, presenta bombas rosadas, la relación de clastos es clasto soportado y tiene bueno sorteo. En el depósito tiene distribuido pómez gris con moderada vesiculación, pómez gris parda y pómez rosada con media – alta vesiculación y baja densidad, de composición andesítica (62.54 wt% SiO_2), con fenocristales de plagioclasa y anfíbol. Se presentan tamaños entre 3 a 7 cm y las bombas llegan hasta los 13 cm.

Se ha distinguido hasta 5 niveles, comenzando desde abajo el nivel 1 presenta una fina capa de ceniza fina y pómez de grano grueso con contenido medio de líticos grises y rosados, en menor concentración a líticos grises oscuros. El nivel 2 presenta pómez de grano grueso con concentración media de líticos, el nivel 3 presenta pómez de grano grueso con bajo contenido de líticos, pero un incremento considerable de bombas rosadas, el nivel 4 presenta pómez de grano grueso con incremento en contenido de líticos y disminución en contenido de bombas, el último nivel presenta pómez de grano grueso con bajo contenido de líticos. Los líticos son grises claros, grises oscuros con textura afanítica (algunos porfiríticos) y líticos oxidados.

Depósito identificado al sureste del Volcán Misti, cerca de la carretera a Laguna Salinas (columna "Parte baja Cari Cari", "Subida a Simbral", "Laguna salinas I - Calicata", "Laguna salinas II – Campamento" y "Laguna salinas III – Quebrada") entre 8 a 18 km (Fotografía 3.31). En las 5 columnas presenta espesores considerables, pero en la columna "Subida a Simbral" es donde presenta el mayor espesor de 2.1 m.

Fotografía 3.31 Afloramiento del depósito de caída Pampa de los Huesos, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

DEPÓSITO DE CAÍDA ESTRATIGRÁFICADO SE

Depósito de caída de lapilli de pómez gris de composición andesítica (60.63 wt% SiO_2), con fenocristales de anfíbol y plagioclasa, con tamaños entre 2 a 4 cm. Presenta alternancia de capas de pómez y líticos gruesos por lo que el depósito parece estratificado, en el depósito se tiene distribuido pómez gris y pómez rosada altamente vesiculada. En la base se tiene pómez de grano fino incluso milimétricos con una alta concentración de líticos grises. En la zona intermedia se registra pómez de grano medio y presenta incremento de líticos centimétricos. En la zona superior se tiene pómez de grano fino – medio con bajo contenido de líticos. Los líticos son grises oscuros de textura afanítica y angulosos. Depósito identificado al sureste del Volcán Misti, cerca de la carretera a Laguna Salinas (columna "Subida a Simbral", "Laguna salinas I - Calicata" y "Laguna salinas II – Campamento") entre 12 y 18 km, respectivamente (Fotografía 3.32). En la columna "Subida a Simbral" es donde presenta la mayor potencia de 39 cm.

Fotografía 3.32 Afloramiento del depósito de caída Estratificado SE, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

DEPÓSITO DE CAÍDA CLASTO SOPORTADO CON BLOQUES DE LÍTICOS

Depósito de caída de lapilli pómez gris amarillento, clasto soportado. La composición de las pómez es andesita basáltica (55.31 wt% SiO_2), con fenocristales de anfiboles y plagioclasas. En el depósito se tiene distribuidos pómez gris marrón con alta vesiculación, pómez gris con vesículas semicirculares y bombas. El diámetro de la pómez está comprendido entre 3 a 6 cm. Se identificaron 3 niveles, en la base y zona intermedia se tiene pómez de grano fino con contenido medio de líticos, en la zona superior se tiene pómez de grano grueso con un bajo contenido de líticos. Los líticos se presentan como grises oscuros y claros con textura porfírítica. Depósito identificado en los mismos puntos donde fue identificado el depósito "Estratificado Sector SE". En la columna "Laguna Salinas I – Calicata" presenta la mayor potencia de 20 cm (Fotografía 3.33).

Fotografía 3.33 Afloramiento del depósito de caída Clasto Soportado con Bloques de Líticos, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

DEPÓSITO DE CAÍDA CLASTO SOPORTADO POBRE EN LÍTICOS

Depósito de caída de lapilli de pómez blanquecino con moderada vesiculación y vesículas subredondeadas, también se tiene pómez gris moderada a baja vesiculación. Presenta una composición andesítica (60.57 a 60.63 wt% SiO_2), con fenocristales de anfíbol y plagioclasa y tamaños de pómez entre 2 a 4 cm.

En la base se registra pómez de grano fino – medio y en la zona superior se tiene pómez de grano grueso con contenido bajo de líticos. Los líticos son grises y grises oscuros.

Depósito identificado en los mismos puntos donde fue identificado el depósito "Estratificado Sector SE". En la columna "Laguna Salinas I – Calicata" presenta la mayor potencia de 28 cm (Fotografía 3.34).

Fotografía 3.34 Afloramiento del depósito de caída Clasto Soportado Pobre en Líticos, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

DEPÓSITO DE CAÍDA TECHO AMARILLENTO 2

Depósito de caída de lapilli de pómez con matriz fina. Se tiene pómez gris distribuidas en todo el depósito y en el techo presenta una mayor concentración de pómez amarillenta, también contiene bombas rosadas en la zona intermedia. La composición de las pómez es andesítica (62.04 wt% SiO_2). Se logró identificar 4 niveles y todos presentan baja concentración de líticos grises y oxidados. Comenzando desde la base, el nivel 1 contiene 2 subniveles, de los cuales el inferior presenta una capa de pómez de grano fino y la superior pómez de grano grueso. El nivel 2 presenta pómez de grano fino y bombas incrustadas. El nivel 3 contiene pómez de grano grueso y el último nivel pómez de grano fino. Los líticos son principalmente grises claros, grises oscuros y algunos oxidados.

Depósito identificado en el lado oriental del Volcán Misti, cerca de la carretera a Laguna Salinas (columna “Laguna salinas III – Quebrada”) a 16 km al sureste del volcán Misti donde presenta un espesor de ~ 50 cm (Fotografía 3.35).

Fotografía 3.35 Afloramiento del depósito de caída Techo Amarillento 2, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

3.4 ACTIVIDAD HISTÓRICA DEL VOLCÁN MISTI

Diversas recopilaciones efectuadas por Zamácola & Jauregui (1804), Chávez Chávez (1992), Siebert et al., 2010, entre otros, han descrito la actividad histórica del volcán Misti, desde las erupciones ocurridas en el siglo XV. Posterior a estos episodios, se ha recopilado información de otros eventos importantes a partir de la segunda mitad del siglo XV (Cuno, 2019; Mariño et al., 2016).

La erupción ocurrida entre 1440-1470 d.C. ha dejado una pequeña capa de ceniza de color negro conocida como ceniza "Pachacútec" o ceniza del siglo XV (Rivera, 1996). La ceniza es escoreácea y de coloración oscura. 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 & Urteaga (1925). El depósito de ceniza escoreácea y de coloración oscura, posee aproximadamente 10 cm de espesor en la parte superior del cono volcánico, entre 1 y 4 cm (retrabajado) en el área de la ciudad de Arequipa, y finalmente la erupción habría tenido un IEV 2 (Thouret et al., 2001).

Según Travada y Córdova (1958) otra erupción ocurrió entre marzo a mayo de 1677, con la presencia de fumarolas en el volcán. En la erupción de 1677 del volcán Misti hubo actividad fumarólica y emanación de cenizas alrededor del cráter y un fuerte olor a azufre. El historiador Domingo de Zamácola relata que en el año 1784 (9 de julio) ocurre un temblor a las 8:39 horas de la mañana y por la noche a las 12:30 se oyó un estruendo como si hubiese disparado un cañonazo por el aire, y se observa que "desciende por el lado del volcán, un globo ígneo con centellas alumbrando y se hizo invisible por la parte de la sierra…". La erupción de 1787, según Barriga (1951), el volcán empieza a humear en forma alarmante a partir del 28 de julio y los relatos indican la presencia de fumarolas, nubes de ceniza, explosiones y grandes emanaciones de gases. Aparentemente con estos relatos no se podría precisar si los eventos corresponden a erupciones volcánicas, explosiones freáticas u otro tipo de actividad.

Siebert et al., 2010, indican que en agosto de 1830 y 1831, en setiembre de 1869 y marzo de 1870, ocurrió algún tipo de actividad, pero no se puede corroborar con otra información histórica. Otros probables eventos del volcán Misti ocurrieron en el siglo XIX los cuales no han sido corroborados. Por ejemplo, el ocurrido en mayo de 1971, donde 7 andinistas llegaron al borde del cráter para observar una desgasificación del volcán acrecentada por el vapor de agua producida por el hielo y nieve que se derretía. La nieve se derritió y filtro en el domo, y las altas temperaturas causaron que se convierta en vapor de agua y resurjan violentamente junto a los gases. Mientras que, en el siglo XX se ha observado actividad fumarólica en el domo que existe dentro del cráter interno. Una creciente actividad fumarólica ocurridas en 1948-49 y 1984-85 que causaron alarma en la población. La última actividad fumarólica importante presentada por el Misti ocurrió en el año 1985 y de acuerdo a testigos, se da cuenta que produjeron columnas altas (1 km) que contenían probablemente cenizas finas (Mariño et al., 2016). Actualmente el volcán presenta actividad fumarólica esporádica, como se aprecia en la figura 3.21.

Figura 3.21 Cráter del volcán Misti, presentando emisión de gases.

3.5 PETROGRAFÍA DE ROCAS PIROCLÁSTICAS DEL VOLCÁN MISTI

El estudio petrográfico establece como objetivo presentar una descripción petrográfica detallada de las pómez provenientes de cada caída piroclástica. Se utilizaron secciones delgadas que se han observado en el microscopio de polarización, el que determina y describe los minerales constituyentes de la roca, asociaciones, aspectos texturales, porcentajes cualitativos y alteraciones. Finalmente, se toma las fotomicrografías de una zona representativa de la muestra con una cámara marca Leica modelo DFC450 C y el software LAS V.5.0. Se aprecia que la pómez de las caídas piroclásticas del volcán Misti en los últimos 50 000 años, presentan fenocristales de plagioclasa, piroxeno, anfibol y biotita principalmente, con texturas vesiculada, microlítica, fluidal y matriz vítrea.

COGOLLO *(MIS-VR21-020A)*

Las rocas correspondientes a esta caída piroclástica son de composición **RIOLÍTICA**.

Presentan texturas vesiculares; constituidos por fenocristales (20% vol.), matriz (30-35% vol.) y vesículas (40-45% vol.). Se compone de cristales de plagioclasa, biotita, diseminaciones de minerales opacos inmersos en una matriz vítrea con abundantes vesículas (figura 3.22).

El ensamble mineralógico se compone de **Plagioclasa** (80% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños entre 0.1 a 1 mm. Se determinó según su forma, dos familias de fenocristales. La primera familia está constituida por fenocristales subhedrales, con zonamiento concéntrico y algunos comparten con macla polisintética; los fenocristales presentan de ligero a moderado fracturamiento. La segunda familia está constituida de fenocristales anhedrales a subhedrales, donde predomina el zonamiento concéntrico. Algunos fenocristales presentan una textura sieve y los fenocristales donde predomina el zonamiento concéntrico presentan macla de Carlsbad.

Biotita (20% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.25 mm. La primera familia está constituida por fenocristales subhedrales, sin presencia de fracturamiento. La segunda familia está constituida de fenocristales anhedrales, con ligero fracturamiento y de mayor porcentaje. La **matriz** presenta texturas vítreas. Las **vesículas** son aplastadas, ligeramente subredondeadas, con un ligero aspecto fluidal con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.9 mm.

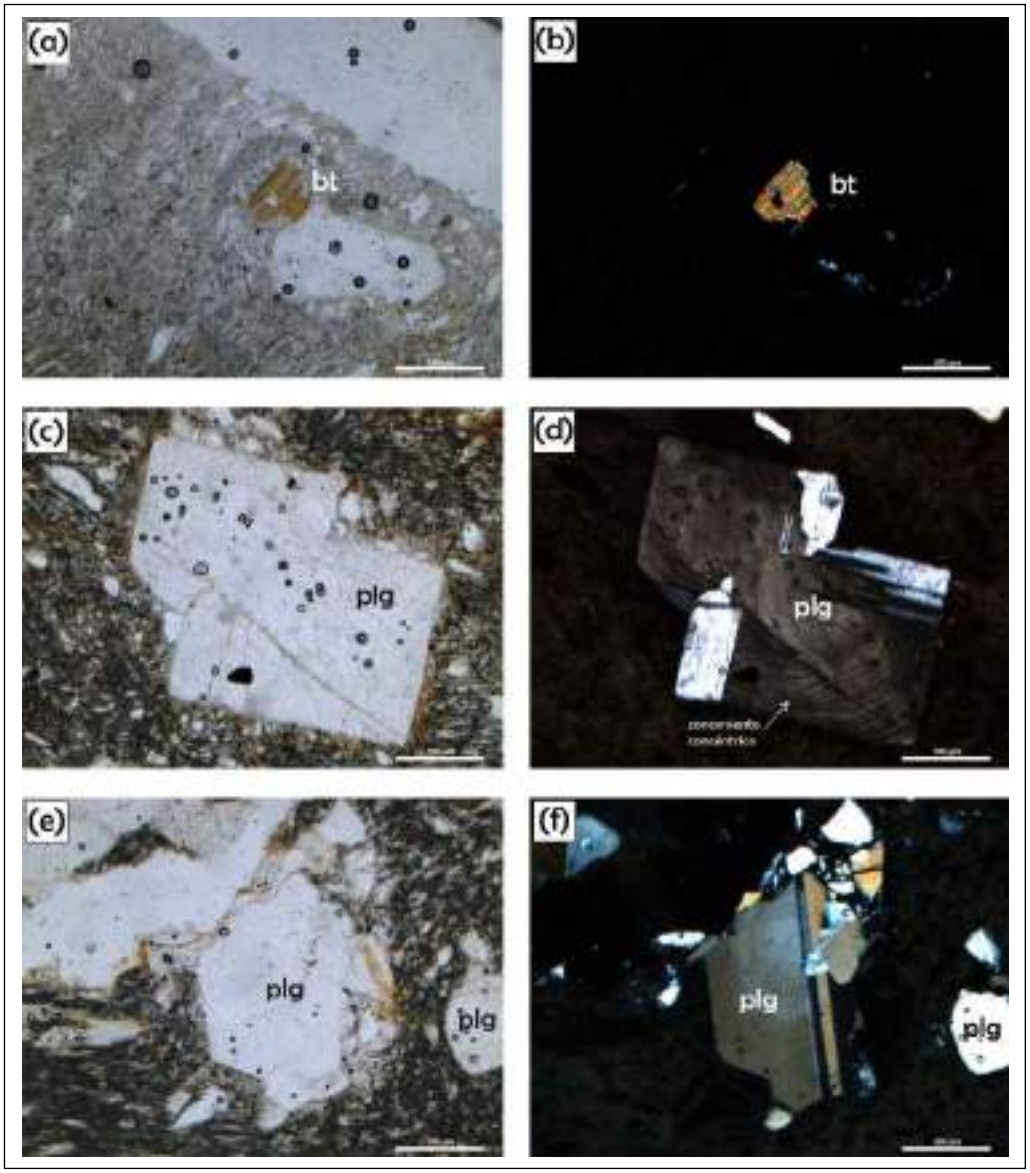


Figura 3.22 a) y b) presencia de biotita (bt) con una vesícula rodeada de pequeños fenocristales de plagioclasa (plg); a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de plagioclasa (plg) con zonamiento concéntrico al centro y algunas con macla polisintética. e) y f) presencia de plagioclasas (plg) anhedrales, una con un tenue zonamiento concretico y otras de menor tamaño "rotas". g) presencia de plagioclasa con una ligera textura sieve y con "agujeros". h) vesículas alargadas de aspecto fluidal de hasta 0.9 mm.

DEPÓSITO DE CAÍDA GRIS BLANQUECINO *(MIS-VR21-012B)*

Las rocas correspondientes a esta caída piroclástica son de composición **RIOLÍTICA**.

Presentan texturas vesiculares, microporfiríticas (por los fenocristales); constituidos por fenocristales (30-40% vol.), matriz (15-25% vol.) y vesículas (25-35% vol.) (figura 3.23).

El ensamble mineralógico se compone de **Plagioclasa** (50-55% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.2 a 1 mm. Se determinó según su forma, dos familias de fenocristales. La primera familia está constituida por fenocristales anhedrales a subhedrales, donde predominan la presencia de macla polisintética y algunos comparten con zonamiento concéntrico; algunos fenocristales presentan ligero fracturamiento. La segunda familia está constituida de fenocristales anhedrales, donde predomina el zonamiento concéntrico.

Ortopiroxeno (10-15% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.6 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales anhedrales a subhedrales sin presencia de maclas simple.

Clinopiroxenos (20-25% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.15 a 0.75 mm. Se determinó según su forma, dos familias de fenocristales. La primera familia está constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, sin presencia de fracturamiento y la presencia de macla simple. La segunda familia está constituida de fenocristales anhedrales, con ligero fracturamiento.

Anfibol (5% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.2 a 0.4 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, sin presencia macla simple y sin fracturamiento.

La **matriz** presenta textura vítrea. Las **vesículas** son aplastadas, algunas ligeramente alargadas con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.4 mm.

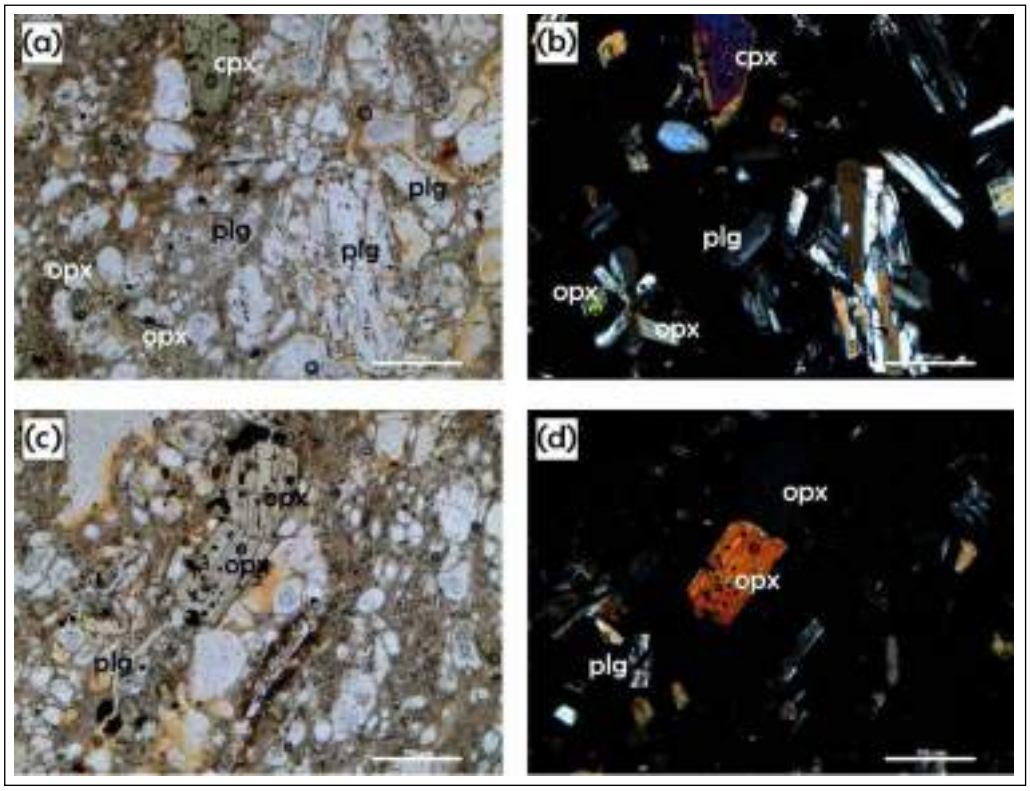


Figura 3.23 a) y b) presencia de fenocristales de clinopiroxeno (cpx), ortopiroxeno (opx) y plagioclasa (plg) con predominancia de macla polisintética; a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de dos fenocristales juntos de ortopiroxeno (opx).

CONCHITO *(MIS-VR21-020D)*

Las rocas correspondientes a esta caída piroclástica son de composición **DACITICA**.

Presentan texturas vesiculares, microporfiríticas (por los fenocristales); constituidos por fenocristales (40% vol.), matriz (15-20% vol.) y vesículas (35-40% vol.) (figura 3.24).

El ensamble mineralógico se compone de **Plagioclasa** (40% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.2 a 1.3 mm. Se determinó según su forma, dos familias de fenocristales. La primera familia está constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, presentan macla polisintética y algunos comparten con zonamiento concéntrico; algunos fenocristales presentan ligero fracturamiento. La segunda familia está constituida de fenocristales anhedrales, donde predomina el zonamiento concéntrico y algunos comparten con macla polisintética; generalmente los fenocristales presentan fuerte fracturamiento.

Piroxenos (<5% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.5 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales sin presencia de fracturamiento.

Anfibol (20 - 25% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.5 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales con un fuerte pleocroísmo color verde (posiblemente "horblenda"); algunos fenocristales presentan macla simple y ligero fracturamiento.

Biotita (30% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.2 a 0.75 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales; algunos presentan "huecos" rellenados por óxidos y pocos presentan ligero fracturamiento.

La **matriz** presenta textura vítrea. Las **vesículas** son aplastadas, algunas ligeramente alargadas con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.2 mm.

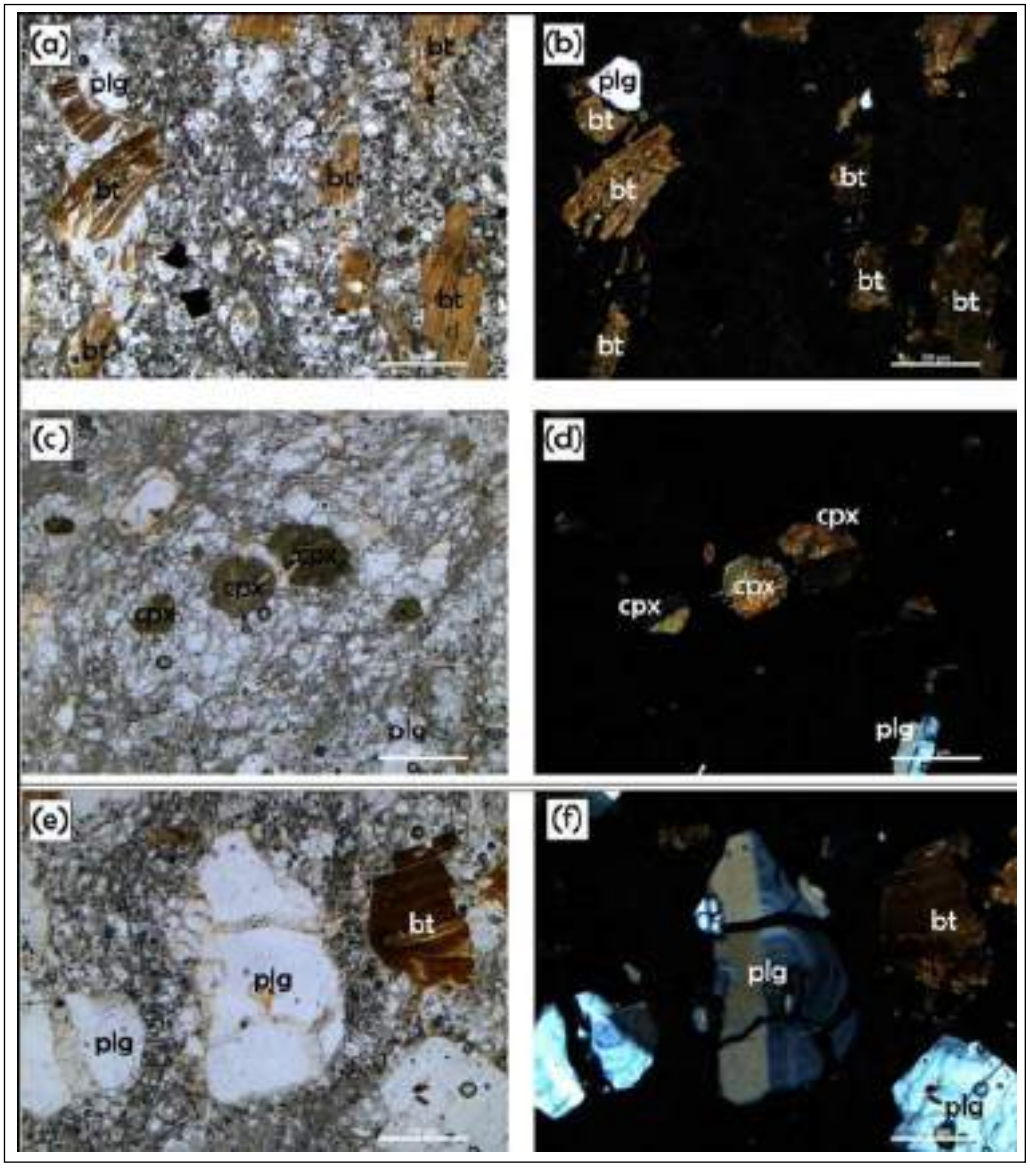


Figura 3.24 a) y b) presencia de fenocristales biotita (bt) de hasta 0.75 mm; a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de tres fenocristales de clinopiroxeno (cpx) con presencia de macla simple y fenocristal de plagioclasa (plg). e) y f) presencia de dos fenocristales "rotos" de plagioclasa (plg) con zonamiento concéntrico.

DEPÓSITO DE CAÍDA ESCARCHA *(MIS-VR21-021G)*

Las rocas correspondientes a esta caída piroclástica son de composición **ANDESITICA**.

Presentan texturas vesiculares; constituidos por fenocristales (10-15% vol.), matriz (10-15% vol.) y vesículas (60-70% vol.) (figura 3.25).

El ensamble mineralógico se compone de **Plagioclasa** (20-30% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.13 a 0.9 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales anhedrales a subhedrales, donde predominan la presencia de macla polisintética con ligero fracturamiento. En su mayoría están acompañados con una textura sieve y zonamiento concéntrico.

Ortopiroxeno (10% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños entre 0.15 a 0.3 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales anhedrales a subhedrales sin presencia de maclas simple y sin fracturamiento.

Clinopiroxenos (10-15% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.15 a 0.35 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales sin presencia de maclas simples y sin fracturamiento.

Anfibol (40-45% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños entre 0.2 a 0.58 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales con presencia de maclas y ligero fracturamiento.

La **matriz** presenta texturas vítreas, microlíticas (presencia de fenocristales de anfiboles y plagioclasas). Las **vesículas** son aplastadas, ligeramente subredondeadas con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.3 mm.

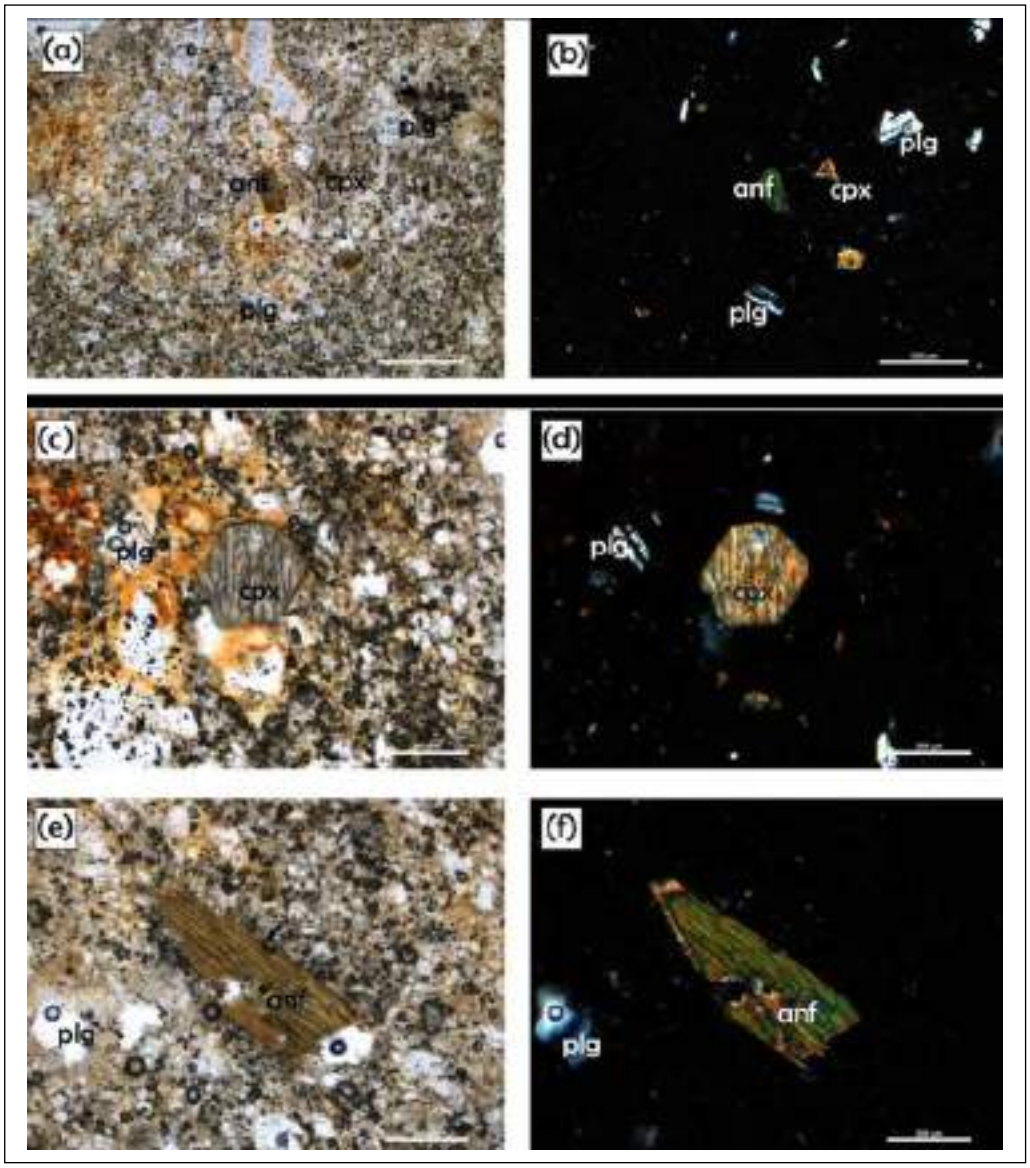


Figura 3.25 a) y b) presencia de fenocristales anfibol (anf), plagioclasa (plg) y clinopiroxeno (cpx); a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia fenocristal de clinopiroxeno (cpx) y plagioclasa (plg); c) nicoles paralelos y d) nicoles cruzados. e) y f) presencia fenocristal subhdedral de anfibol (anf).

DEPÓSITO DE CAÍDA ESTRATIFICADO *(MIS-VR21-020E)*

Las rocas correspondientes a esta caída piroclástica son de composición **TRAQUIANDESITICA**.

Presentan texturas vesiculares; constituidos por fenocristales (10-15% vol.), matriz (15-20% vol.) y vesículas (60-65% vol.) (figura 3.26).

El ensamble mineralógico se compone de **Plagioclasa** (40-45% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre mm. Se determinó según su forma, dos familias de fenocristales. La primera familia está constituida por fenocristales anhedrales a subhedrales, donde predominan la presencia de macla polisintética; algunos fenocristales presentan ligero fracturamiento. La segunda familia está constituida de fenocristales anhedrales, donde predomina el zonamiento concéntrico y algunos comparten con macla polisintética; generalmente los fenocristales presentan fuerte fracturamiento. Además, en ambas familias, los fenocristales presentan una ligera textura sieve y algunos con fuerte textura sieve con “puntos” de óxidos.

Ortopiroxeno (<1% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.2 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales anhedrales a subhedrales sin presencia de maclas simple y sin fracturamiento.

Clinopiroxenos (<5% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.45 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales sin presencia de maclas simple y sin fracturamiento.

Anfibol (45-50% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.25 a 0.35 mm. Se determinó según su forma, dos familias de fenocristales. La primera familia está constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, donde presentan maclas simples y un ligero fracturamiento.

La **matriz** presenta texturas vítreas, microlíticas (presencia de fenocristales de anfiboles, plagioclasas y piroxenos). Las **vesículas** son aplastadas, ligeramente subredondeadas y alargadas, con un ligero aspecto fluidal (siguen una dirección determinada) con tamaños que oscilan entre 0.1 a 1.3 mm.

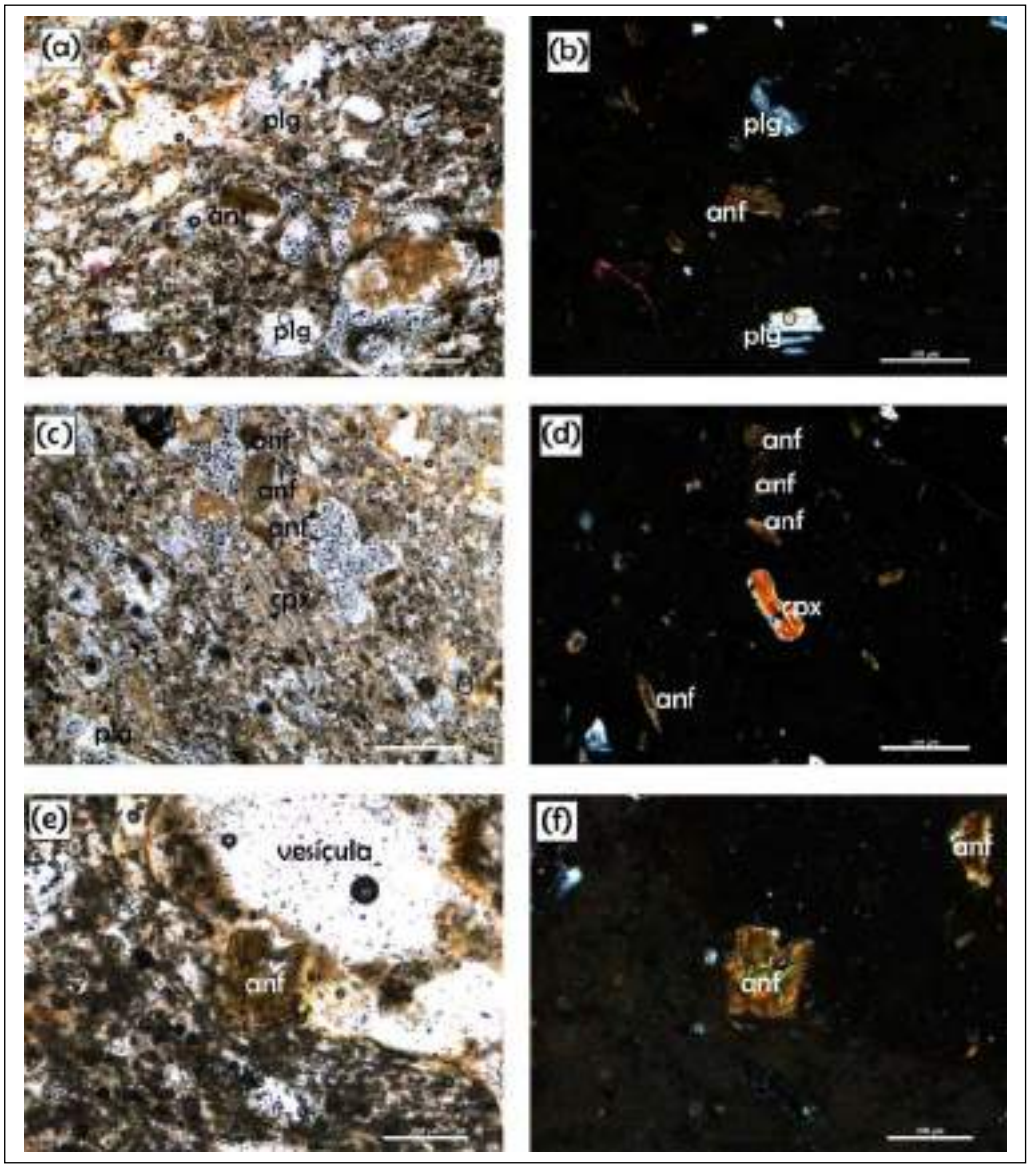


Figura 3.26 a) y b) presencia de fenocristales anfibol (anf) y plagioclasa (plg); a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de anfibol (anf), clinopiroxeno (cpx) y plagioclasa (plg) con zonamiento concéntrico. e) y f) presencia fenocristales de anfibol (anf) y presencia de vesículas.

DEPÓSITO DE CAÍDA CON LÍTICOS MILIMÉTRICOS *(MIS-VR21-004B)*

Las rocas correspondientes a esta caída piroclástica son de composición **ANDESITICA**.

Presentan texturas vesiculares; constituidos por fenocristales (30-40% vol.), matriz (10% vol.) y vesículas (45-50% vol.) (figura 3.27).

El ensamble mineralógico se compone de **Plagioclasa** (35-40% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.2 a 1.6 mm. Se determinó según su forma, dos familias de fenocristales. La primera familia está constituida por fenocristales euhedrales, predomina la presencia de macla polisintética y algunos comparten con zonamiento concéntrico; algunos fenocristales presentan ligero fracturamiento. La segunda familia está constituida de fenocristales anhedrales a subhedrales, donde predomina la presencia de macla polisintética junto con zonamiento concéntrico; algunos fenocristales presentan ligero fracturamiento. Además, en ambas familias, algunos fenocristales presentan una ligera textura sieve con “puntos” de óxidos.

Ortopiroxeno (10% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.35 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales anhedrales a subhedrales sin presencia de maclas simples, los fenocristales presentan desde un ligero a moderado fracturamiento.

Clinopiroxenos (10% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.5 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales con muy poca presencia de maclas simples, los fenocristales presentan un ligero fracturamiento, y algunos se observa su clivaje.

Anfibol (40% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.2 a 2.75 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales con presencia de maclas simples, la mayoría de los fenocristales, no presentan fracturamiento.

La **matriz** presenta texturas vítreas, microlíticas (presencia de fenocristales de anfiboles, plagioclasas y piroxenos). Las **vesículas** son aplastadas, con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.45 mm, donde predomina las de menor tamaño (<0.2 mm).

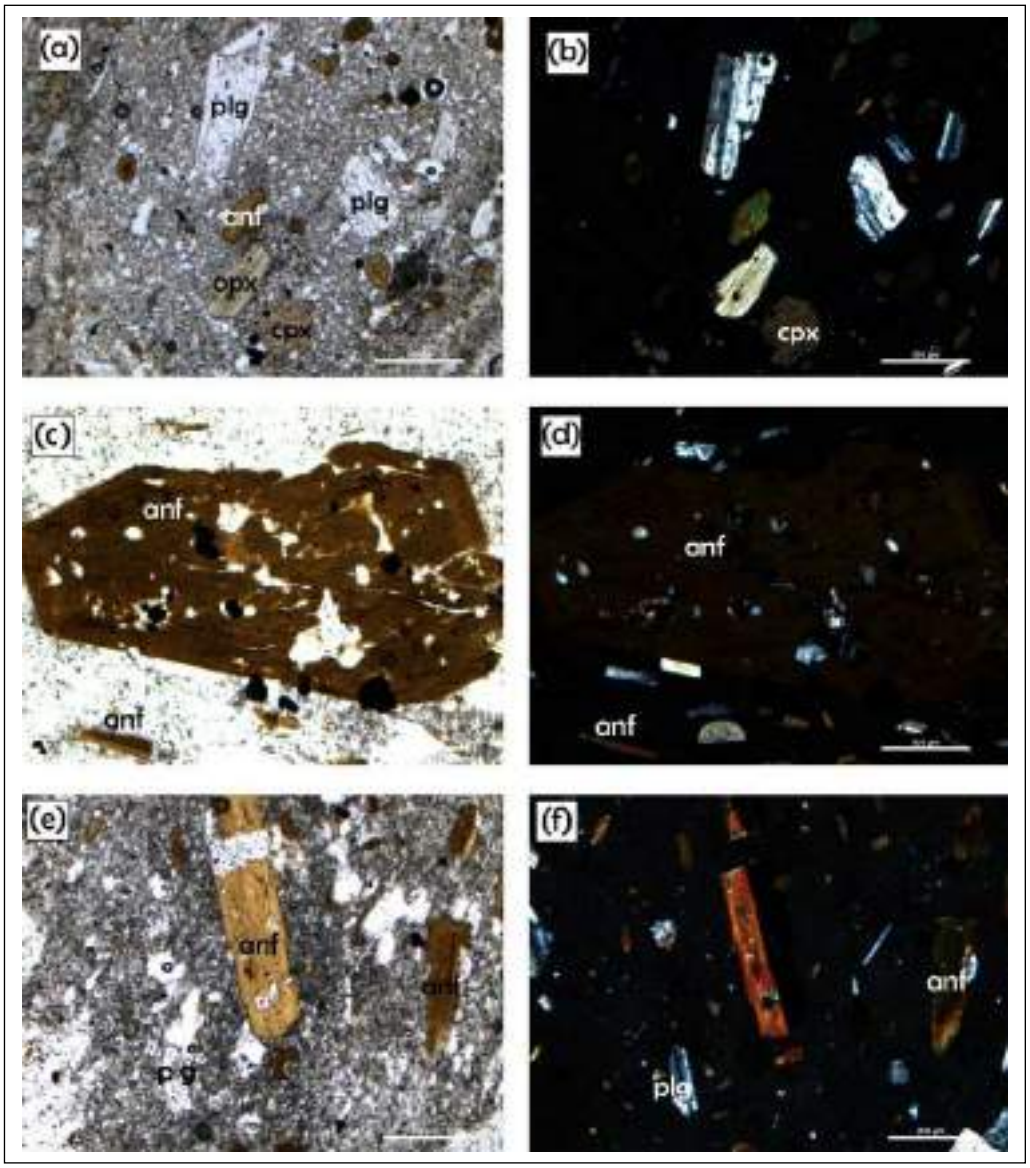


Figura 3.27 a) y b) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg) con macla polisintética, anfibol (anf), clinopiroxeno (cpx) y ortopiroxeno (opx); a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristal de anfibol (anf) de tamaño de 2.75 mm con "oquedades" donde se observan fenocristales de plagioclasa (plg) en su mayoría. e) y f) presencia de fenocristal de anfibol (anf) con macla simple, "roto" y ligeramente desplazado con fenocristales de plagioclasa (plg).

DEPÓSITO DE CAÍDA LAS FRANJAS *(MIS-VR21-021I)*

Las rocas correspondientes a esta caída piroclástica son de composición **ANDESITICA**.

Presentan texturas vesiculares, microporfiríticas (por los fenocristales); constituidos por fenocristales (25-30% vol.), matriz (25-35% vol.) y vesículas (30-35% vol.) (figura 3.28).

El ensamble mineralógico se compone de **Plagioclasa** (40-45% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.2 a 0. 75 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales anhedrales a subhedrales, donde predomina el zonamiento concéntrico; algunos fenocristales presentan ligero fracturamiento. Se observa muy pocos fenocristales con macla polisintética (específicamente, los de forma subhedral), y estos están acompañados de zonamiento concéntrico y ligera textura sieve. Además, en la mayoría de los fenocristales se encuentra una fuerte textura sieve con "puntos" de óxidos.

Clinopiroxenos (<5% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.15 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales, sin presencia de fracturamiento, muy pocos fenocristales presentan maclas simples.

Anfibol (45-50% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.2 a 0.55 mm. Se determinó según su forma, dos familias de fenocristales. La primera familia está constituida por fenocristales anhedrales a subhedrales, con moderado fracturamiento, muy pocos fenocristales presentan maclas simples. La segunda familia está constituida de fenocristales euhedrales, donde con ligero fracturamiento, muy pocos fenocristales presentan maclas simples. Además, en ambas familias, los fenocristales presentan una ligera forma alargada.

La **matriz** presenta texturas vítreas, microlíticas (presencia de fenocristales de anfiboles, plagioclasas y clinopiroxenos). Las **vesículas** son aplastadas, ligeramente subredondeadas y alargadas, con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.4 mm.

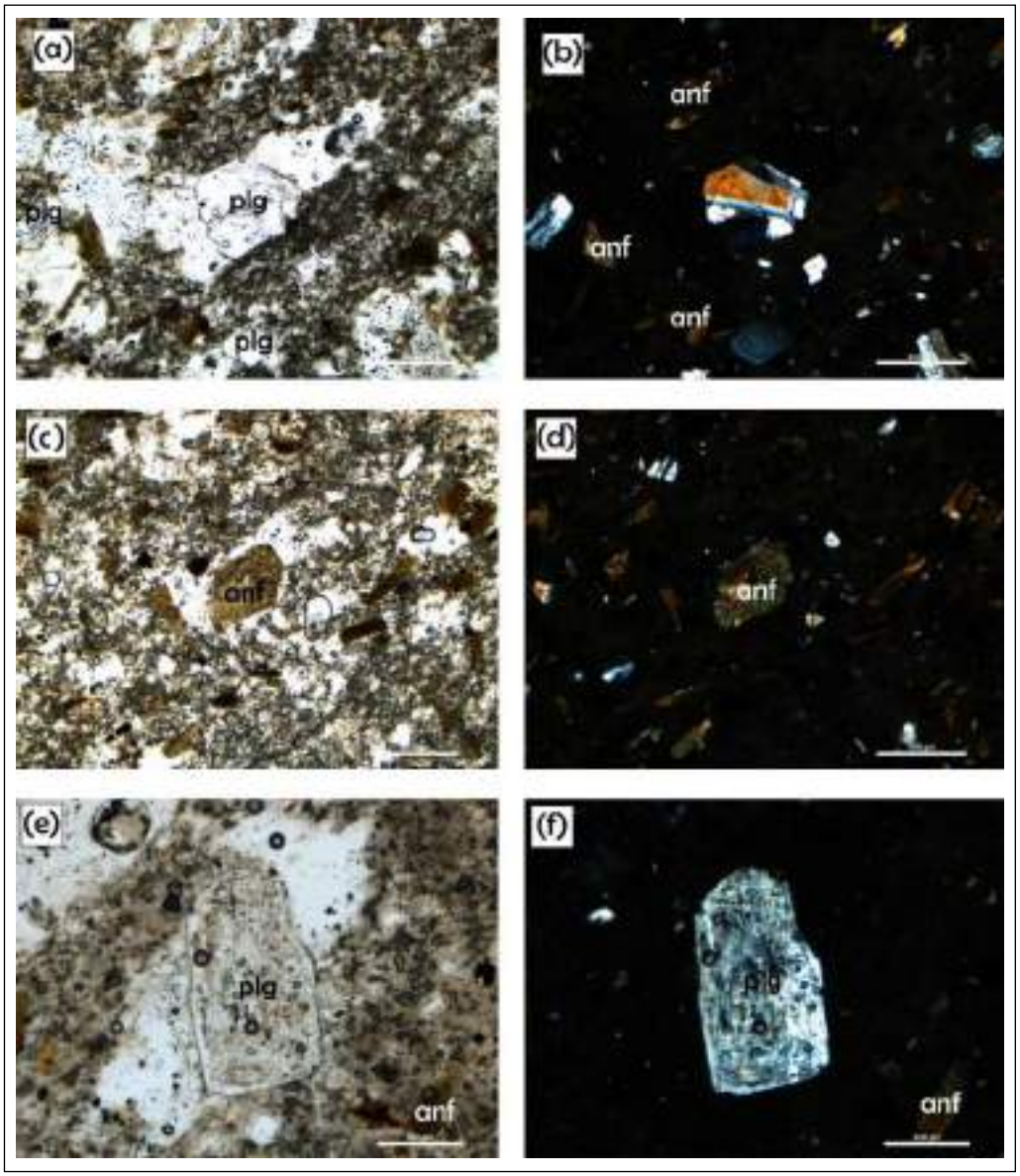


Figura 3.28 a) y b) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg) con macla polisintética y/o zonamiento concéntrico, y fenocristales de anfibol (anf); a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de anfibol (anf) y algunos con macla simple. e) y f) presencia de fenocristal de plagioclasa (plg) con ligera textura "sieve" con presencia de vesículas subredondeadas, ligeramente alargada.

DEPÓSITO DE CAÍDA ENRIQUECIDO CON LÍTICOS A LA BASE *(MIS-VR21-022J)*

Las rocas correspondientes a esta caída piroclástica son de composición **ANDESITICA**.

Presentan texturas vesiculares, microporfiríticas (por los fenocristales); constituidos por fenocristales (15-20% vol.), matriz (10-15% vol.) y vesículas (60-65% vol.) (figura 3.29).

El ensamble mineralógico se compone de **Plagioclasa** (35-40% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.25 a 1 mm. Se determinó según su forma, tres familias de fenocristales. La primera familia está constituida por fenocristales euhedrales, donde predomina la macla polisintética; sin fracturamiento, siempre se observan acompañados con zonamiento concéntrico y/o ligera textura sieve. La segunda familia está constituida de fenocristales anhedrales a subhedrales, donde predomina el zonamiento concéntrico; con ligero fracturamiento, se observan acompañados con macla polisintética y/o ligera textura sieve, la forma alargada (subhedral) predomina en la matriz. La tercera

familia está constituida de fenocristales anhedrales, donde predomina el zonamiento concéntrico con ligera textura sieve con “puntos” de oxido, se observan pocos fenocristales con presencia de macla polisintética.

Ortopiroxeno (<5% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.12 a 0.25 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales anhedrales a subhedrales, sin presencia de maclas simples y sin presencia de fracturamiento. Los fenocristales de forma subhedrales son ligeramente alargados.

Clinopiroxenos (10% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.25 a 0.5 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, sin presencia de fracturamiento, muy pocos fenocristales presentan maclas simples. En algunos fenocristales se observa su clivaje característico.

Anfibol (30-35% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.12 a 1 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, sin presencia de fracturamiento, muy pocos fenocristales presentan maclas simples. En algunos fenocristales se observa en forma basal (dos clivajes).

La **matriz** presenta texturas vítreas, ligeramente microlíticas (poca presencia de fenocristales de anfiboles y plagioclasas). Las **vesículas** son aplastadas, ligeramente subredondeadas y con tamaños que oscilan entre 0.1 a 1 mm.

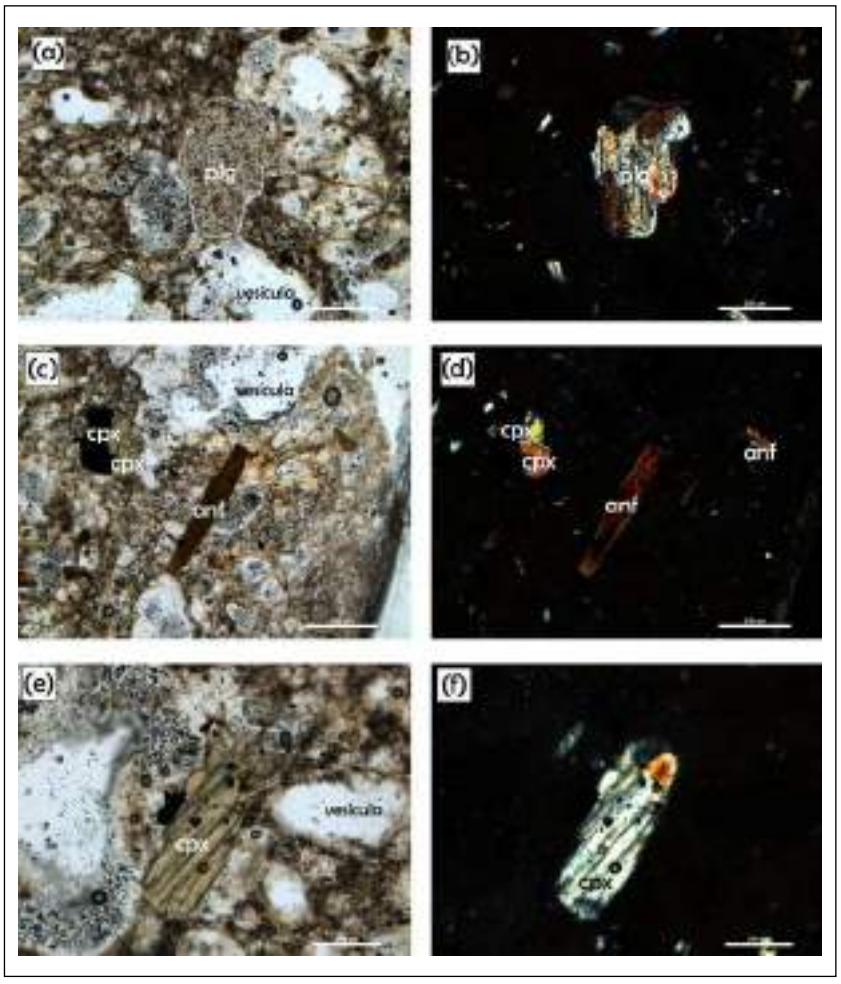


Figura 3.29 a) y b) presencia de fenocristal de plagioclasa (plg) con ligera textura “sieve” y fenocristales de anfibol (anf) de menor tamaño (<0.2 mm); a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de anfibol (anf) alargado y fenocristales de clinopiroxeno (cpx). e) y f) presencia de fenocristal de clinopiroxeno (cpx) de 0.5 mm con presencia de vesículas subredondeadas.

DEPÓSITO DE CAÍDA CHICHASARA *(MIS-VR21-022K)*

Las rocas correspondientes a esta caída piroclástica son de composición **DACÍTICO**.

Presentan texturas vesiculares, microporfiríticas (por los fenocristales); constituidos por fenocristales (35-45% vol.), matriz (10-20% vol.) y vesículas (30-35% vol.) (figura 3.30).

El ensamble mineralógico se compone de **Plagioclasa** (50-60% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.08 a 0.9 mm. Se determinó según su forma, tres familias de fenocristales. La primera familia está constituida por fenocristales euhedrales, donde predomina la macla polisintética; sin presencia de fracturamiento. La segunda familia está constituida por fenocristales subhedrales, donde predomina la macla polisintética, con ligero fracturamiento, se observan acompañados con zonamiento concéntrico. La tercera familia está constituida por fenocristales anhedrales, donde predomina el zonamiento concéntrico, con moderado fracturamiento, se observan acompañados con macla polisintética y muy pocos fenocristales presentan una ligera textura sieve. En las familias, se observa como los piroxenos se encuentran junto con las plagioclasas.

Ortopiroxeno (<5% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.06 a 0.45 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales anhedrales, sin presencia de fracturamiento y sin maclas simples. La mayoría de los fenocristales predominan las formas alargadas.

Clinopiroxenos (10-20% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.06 a 0.4 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, sin presencia de fracturamiento, algunos fenocristales presentan maclas simples.

Anfibol (10-15% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.12 a 0.4 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, sin presencia de fracturamiento, y sin presencia de maclas simples. La mayoría de los fenocristales predominan las formas alargadas y se encuentran en formas puntuales.

La **matriz** presenta texturas vítreas, microlíticas (presencia de fenocristales de anfiboles y piroxenos). Las **vesículas** son aplastadas, con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.75 mm.

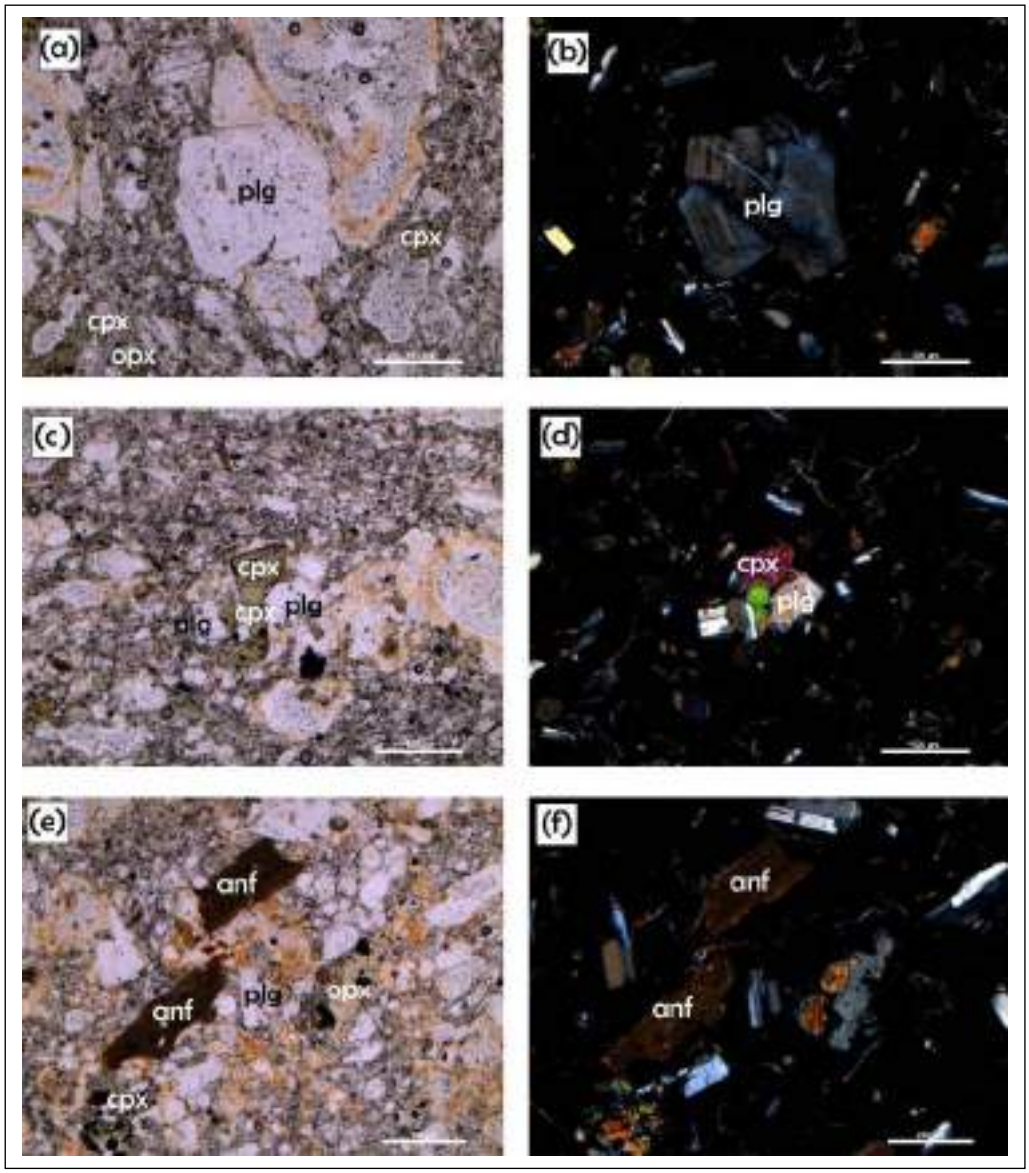


Figura 3.30 a) y b) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg) con zonamiento concéntrico, y fenocristales de ortopiroxeno (opx) y clinopiroxeno (cpx); a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg) con macla polisintética y fenocristales de clinopiroxeno (cpx). e) y f) presencia de fenocristales de anfibol (anf), plagioclasa (plg), ortopiroxeno (opx) y clinopiroxeno (cpx).

DEPÓSITO DE CAÍDA BLANQUECINA SIN GRADACIÓN *(MIS-VR21-022L)*

Las rocas correspondientes a esta caída piroclástica son de composición **ANDESITICA**.

Presentan texturas vesiculares; constituidos por fenocristales (35-40% vol.), matriz (10-15% vol.) y vesículas (40-45% vol.) (figura 3.31).

El ensamble mineralógico se compone de **Plagioclasa** (40-45% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.1 a 1 mm. Se determinó según su forma, tres familias de fenocristales. La primera familia está constituida por fenocristales euhedrales, donde predomina la macla polisintética; sin presencia de fracturamiento. La segunda familia está constituida por fenocristales subhedrales, donde predomina la macla polisintética, con ligero fracturamiento, se observan acompañados con zonamiento concéntrico y con muy pocos fenocristales con ligera textura sieve. La tercera familia está constituida por fenocristales anhedrales, donde predomina el zonamiento concéntrico, con moderado fracturamiento.

Ortopiroxeno (5-10% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.08 a 0.45 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales anhedrales, con ligero fracturamiento. Se observa generalmente junto con los fenocristales de plagioclasa.

Clinopiroxenos (<5% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.2 a 0.5 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales, sin presencia de fracturamiento, algunos fenocristales presentan maclas simples. Se observan juntos con fenocristales de ortopiroxeno.

Anfibol (35-40% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.08 a 1.05 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, sin presencia de fracturamiento.

La **matriz** presenta texturas vítreas, microlíticas (presencia ligera de fenocristales de anfiboles y plagioclasas). Las **vesículas** son aplastadas, con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.5 mm.

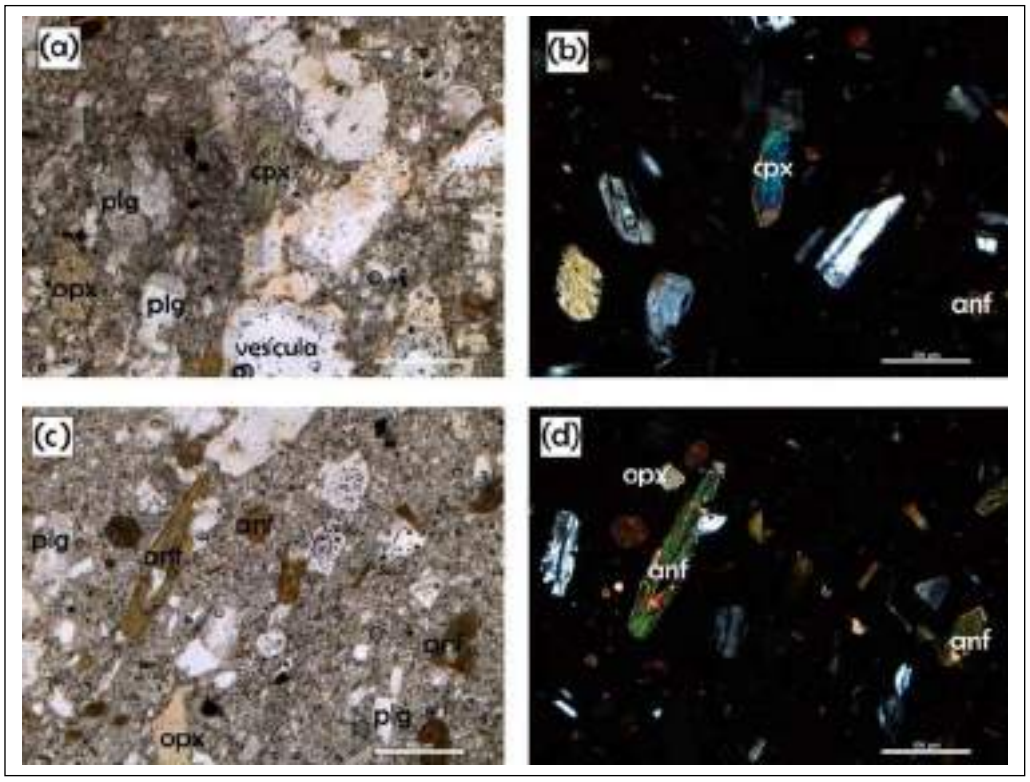


Figura 3.31 a) y b) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg), ortopiroxeno (opx), clinopiroxeno (cpx) y anfibol (anf), y se observa vesícula subredondeada; a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de anfibol (anf), en su mayoría de forma alargada y fenocristales de ortopiroxeno (opx) y clinopiroxeno (cpx).

DEPÓSITO DE CAÍDA RICO EN CRISTALES LIBRES *(MIS-VR21-006C)*

Las rocas correspondientes a esta caída piroclástica son de composición **ANDESÍTICA**. Presentan texturas vesiculares, microporfiríticas (por los fenocristales); constituidos por fenocristales (30-35% vol.), matriz (10-15% vol.) y vesículas (40-50% vol.) (figura 3.32).

El ensamble mineralógico se compone de **Plagioclasa** (50-60% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.15 a 1.5 mm. Se determinó según su forma, dos familias de fenocristales. La primera familia está constituida por fenocristales euhedrales, donde predomina la macla polisintética; sin presencia de fracturamiento. La segunda familia está constituida por fenocristales anhedrales a subhedrales, donde predomina el zonamiento concéntrico (se observa mejor en los fenocristales subhedrales), con ligero fracturamiento, se observan acompañados con macla polisintética y pocos fenocristales con ligera textura “sieve”.

Ortopiroxeno (10% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.12 a 0.25 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales anhedrales a subhedrales, sin presencia de fracturamiento y sin maclas simples, donde predominan las formas subhedrales alargadas en los fenocristales.

Clinopiroxenos (20-25% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.2 a 0.85 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, con ligero fracturamiento. Se observa muy pocos (solo uno) con macla simple.

Anfibol (5% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.45 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, con ligero fracturamiento.

La **matriz** presenta texturas vítreas. Las **vesículas** son aplastadas, ligeramente subredondeadas y algunas alargadas, con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.45 mm.

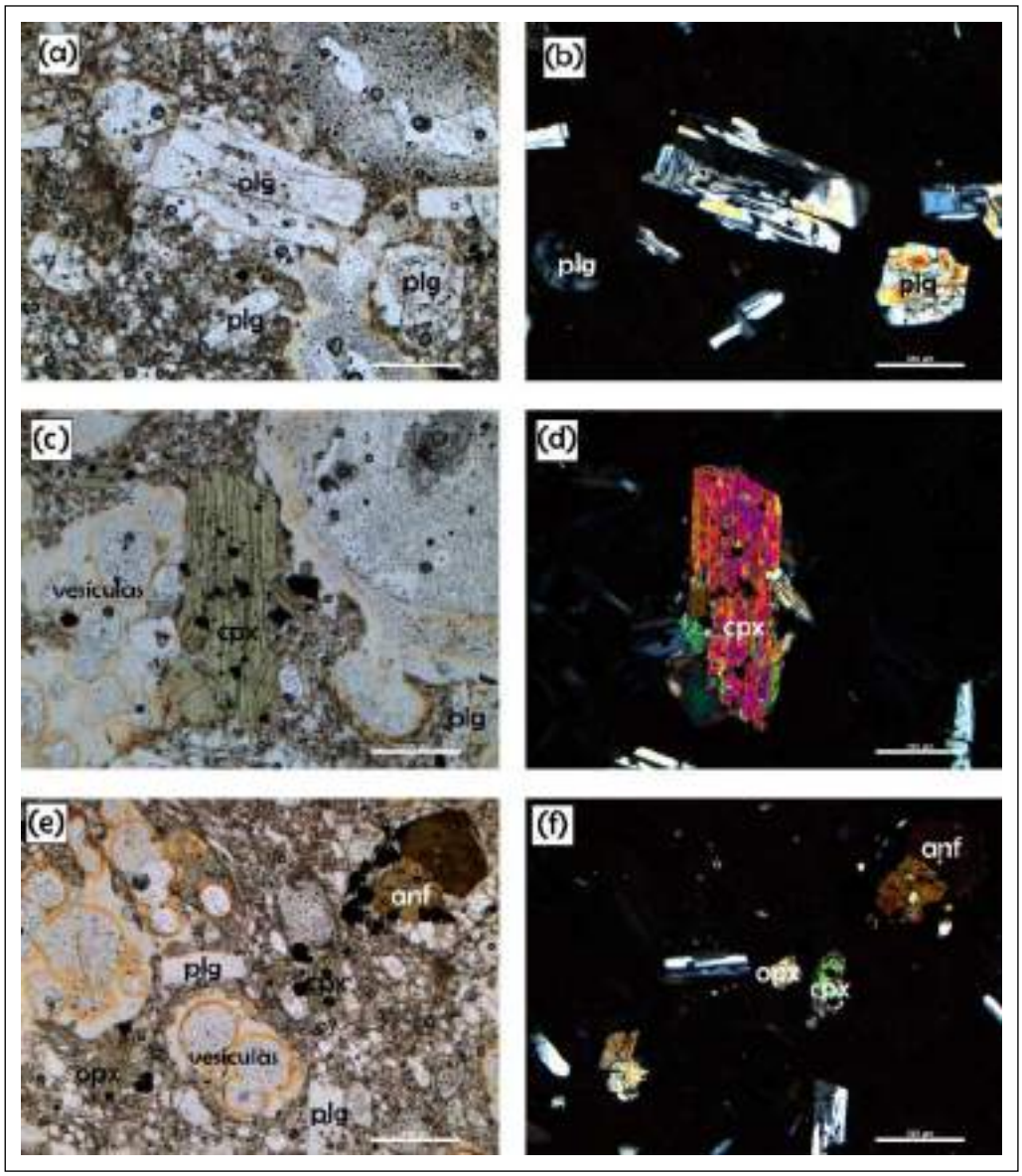


Figura 3.32 a) y b) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg) con macla simple y/o zonamiento concéntrico; a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de clinopiroxeno (cpx) alargados con vesículas subredondeadas; c) nicoles paralelos y d) nicoles cruzados. e) y f) presencia en conjunto de fenocristales de anfibol (anf), plagioclasa (plg), ortopiroxeno (opx) y clinopiroxeno (cpx), y se observa vesículas subredondeadas.

DEPOSITO DE CAÍDA AMARILLENTA *(MIS-VR21-006D)*

Las rocas correspondientes a esta caída piroclástica son de composición **DACÍTICA**. Presentan texturas vesiculares, microporfiríticas (por los fenocristales); constituidos por fenocristales (25-30% vol.), matriz (15-20% vol.) y vesículas (45-50% vol.) (figura 3.33).

El ensamble mineralógico se compone de **Plagioclasa** (50-60% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.25 a 1.25 mm. Se determinó según su forma, dos familias de fenocristales. La primera familia está constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, donde predomina la macla polisintética; sin presencia de fracturamiento y se encuentran junto con fenocristales de ortopiroxenos. La segunda familia está constituida por fenocristales anhedrales a subhedrales, donde predomina el zonamiento concéntrico, con ligero fracturamiento, se observan acompañados con macla polisintética y pocos fenocristales con ligera textura sieve.

Ortopiroxeno (20-30% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.12 a 1 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales anhedrales a subhedrales, con ligero fracturamiento. Algunos fenocristales se observan ligeramente alargados.

Clinopiroxenos (5-10% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.12 a 0.45 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales, sin presencia de fracturamiento y algunos con presencia de macla simple.

La **matriz** presenta texturas vítreas. Las **vesículas** son aplastadas, ligeramente subredondeadas y alargadas, con tamaños que oscilan entre 0.06 a 0.45 mm.

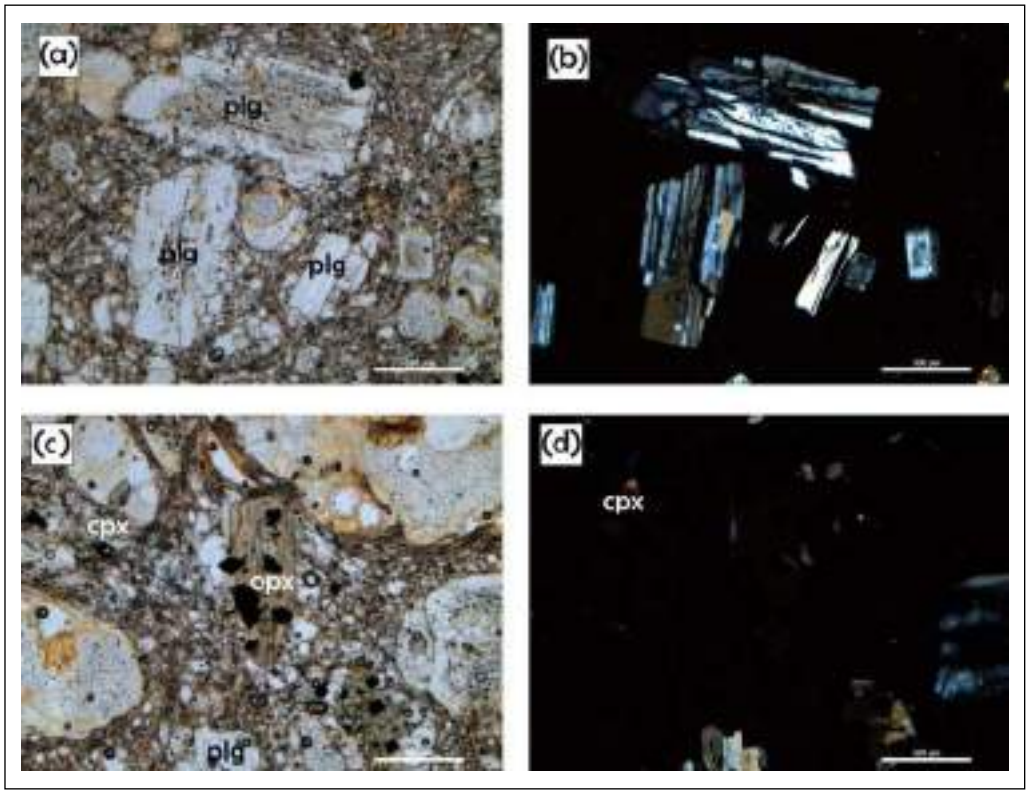


Figura 3.33 a) y b) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg) con macla simple y uno con ligera textura "sieve"; a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristal de ortopiroxeno (opx) donde se observa en estado de "extinción" con fenocristales de plagioclasa (plg) y clinopiroxeno (cpx) de menor tamaño (<0.15 mm).

DEPÓSITO DE CAÍDA AUTOPISTA *(MIS-VR21-011A)*

Las rocas correspondientes a esta caída piroclástica son de composición **ANDESÍTICA**.

Presentan texturas microporfiríticas (por los fenocristales); constituidos por fenocristales (15-25% vol.), matriz (60-65% vol.) y vesículas (10% vol.) (figura 3.34).

El ensamble mineralógico se compone de **Plagioclasa** (80% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.12 a 1.6 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales anhedrales a subhedrales, donde predomina la macla polisintética; en su mayoría con ligero fracturamiento, y pocos fenocristales acompañados con zonamiento concéntrico. Se observan de menor tamaño (<0.25 mm) en la matriz.

Ortopiroxeno (<5% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.08 a 0.2 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales anhedrales a subhedrales, con ligero fracturamiento.

Clinopiroxenos (5-10% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.4 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales, con ligero fracturamiento y muy pocos con macla simple.

Anfibol (5% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan hasta 0.4 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales, con ligero fracturamiento.

La **matriz** presenta texturas microlíticas (presencia de anfiboles, plagioclasas y piroxenos). Las **vesículas** son aplastadas, ligeramente subredondeadas, con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.15 mm.

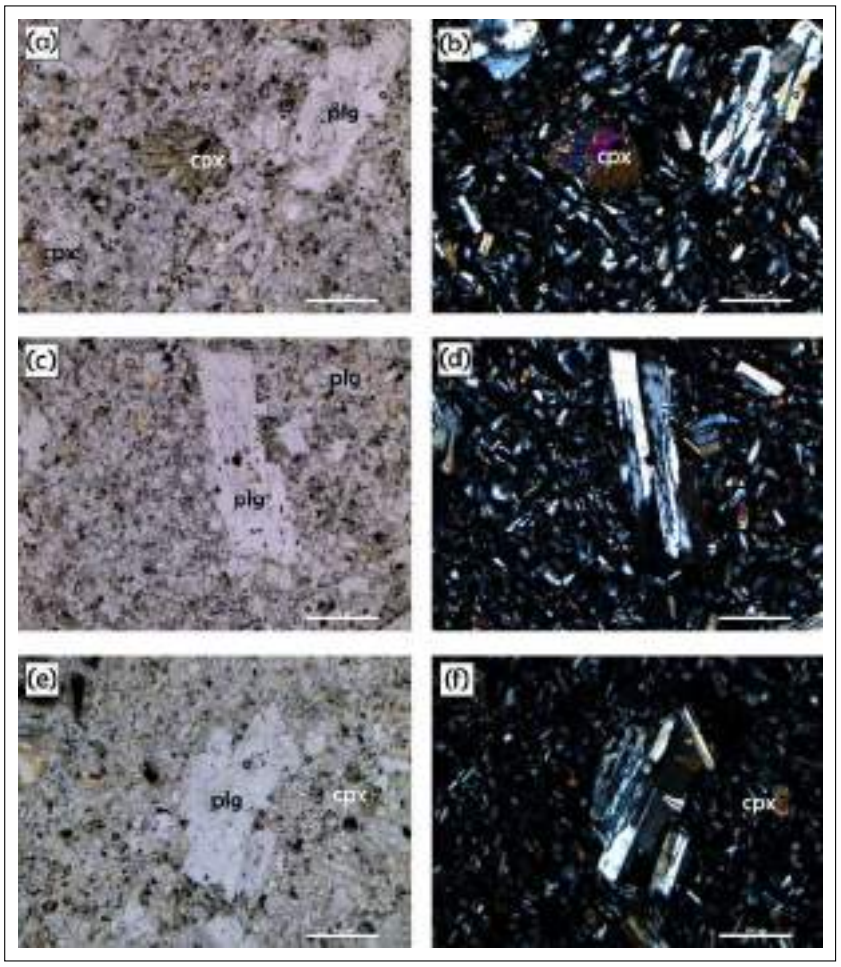


Figura 3.34 a) y b) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg) con macla polisintética y clinopiroxenos (cpx); a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg), y de menor tamaño (< 0.1 mm) fenocristales de ortopiroxeno (opx) y clinopiroxeno (cpx). e) y f) presencia de fenocristales de ortopiroxeno (opx) y plagioclasa (plg).

DEPÓSITO DE CAÍDA SANDWICH INFERIOR *(MIS-VR21-011B)*

Las rocas correspondientes a esta caída piroclástica son de composición **ANDESITICA**.

Presentan texturas vesiculares, microporfiríticas (por los fenocristales); constituidos por fenocristales (25-30% vol.), matriz (15-20% vol.) y vesículas (45-50% vol.) (figura 3.35).

El ensamble mineralógico se compone de **Plagioclasa** (50-55% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.25 a 1.1 mm. Se determinó según su forma, dos familias de fenocristales. La primera familia está constituida por fenocristales euhedrales, donde predomina la macla polisintética; en su mayoría sin presencia de fracturamiento, y pocos fenocristales acompañados con zonamiento concéntrico. La segunda familia está constituida por fenocristales anhedrales a subhedrales, donde predomina el zonamiento concéntrico; con ligero fracturamiento, algunos se observan acompañados de macla polisintética. La ligera textura sieve se observa en algunos fenocristales euhedrales y subhedrales.

Ortopiroxeno (5-10% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.05 a 0.4 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales anhedrales a subhedrales, con ligero fracturamiento.

Clinopiroxenos (25-30% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.05 a 0.65 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales.

Anfibol (5% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.4 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, sin presencia de fracturamiento; y algunos con presencia de macla simple. La **matriz** presenta texturas vítreas. Las **vesículas** son aplastadas, ligeramente subredondeadas con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.3 mm.

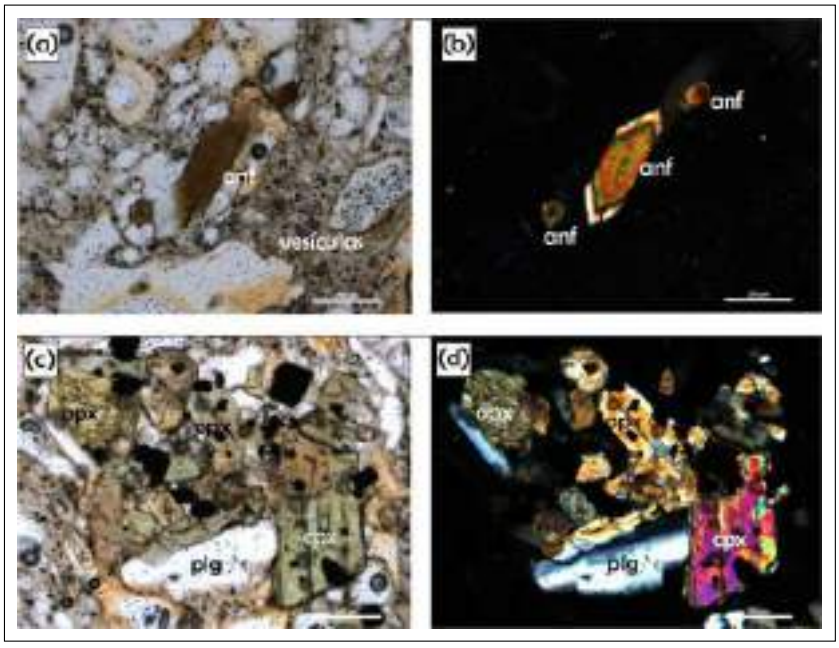


Figura 3.35 a) y b) presencia de fenocristales de anfibol (anf); a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg), ortopiroxeno (opx) y clinopiroxeno (cpx).

DEPÓSITO DE CAÍDA SANDWICH SUPERIOR *(MIS-VR21-004G)*

Las rocas correspondientes a esta caída piroclástica son de composición **ANDESITICA BASALTICA**.

Presentan texturas vesiculares, microporfiríticas (por los fenocristales); constituidos por fenocristales (25-30% vol.), matriz (20-25% vol.) y vesículas (40-45% vol.) (figura 3.36).

El ensamble mineralógico se compone de **Plagioclasa** (50-60% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.25 a 0.9 mm. Se determinó según su forma, dos familias de fenocristales. La primera familia está constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, donde predomina la macla polisintética; y pocos con ligero fracturamiento. Muy pocos fenocristales se observan acompañado de zonamiento concéntrico.

Ortopiroxeno (10% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.15 a 0.45 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, con ligero fracturamiento en algunos. La mayoría presenta una forma alargada.

Clinopiroxenos (20-25% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.15 a 0.6 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, sin fracturamiento y sin presencia de macla simple.

Anfibol (5% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.25 a 0.65 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales euhedrales, con presencia de macla simple y sin presencia de fracturamiento.

La **matriz** presenta texturas vítreas. Las **vesículas** son aplastadas, ligeramente subredondeadas con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.5 mm.

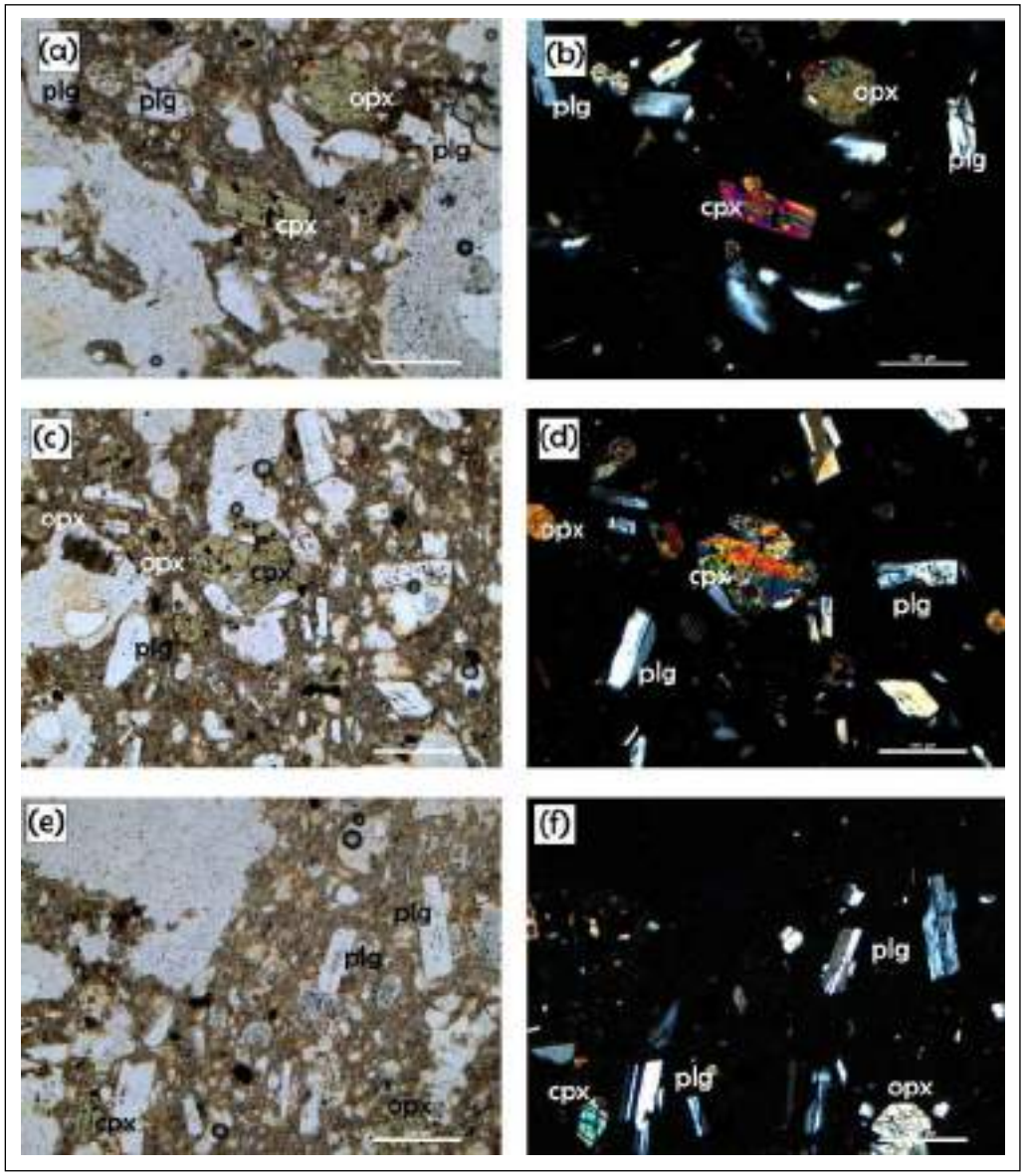


Figura 3.36 a) y b) presencia de fenocristales de anfibol (anf); a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg) con macla polisintética, ortopiroxeno (opx) y clinopiroxeno (cpx); c) nicoles paralelos y d) nicoles cruzados. e) y f) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg), ortopiroxeno (opx) y clinopiroxeno (cpx) con presencia de vesículas subredondeadas.

DEPÓSITO DE CAÍDA SANCAYO *(MIS-VR22-32A)*

Las rocas correspondientes a esta caída piroclástica son de composición **TRAQUIANDESITICA**.

Presentan texturas vesiculares, microporfiríticas (por los fenocristales); constituidos por fenocristales (40-50% vol.), matriz (10% vol.) y vesículas (35-40% vol.) (figura 3.37).

El ensamble mineralógico se compone de **Plagioclasa** (50-60% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.15 a 1 mm. Se determinó según su forma, dos familias de fenocristales. La primera familia está constituida por fenocristales euhedrales, donde predomina la macla polisintética; sin presencia de fracturamiento. Muy pocos fenocristales se observan acompañado de zonamiento concéntrico. La segunda familia está constituida por fenocristales anhedrales a subhedrales, donde predomina el zonamiento concéntrico; con ligero fracturamiento. Algunos se observan acompañado de macla polisintética y/o ligera textura sieve.

Ortopiroxeno (10% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.2 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales.

Clinopiroxenos (20-25% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.3 a 0.7 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, sin presencia de fracturamiento y con presencia de macla simple.

Anfibol (5% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.25 a 1.12 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales euhedrales, algunos fenocristales con ligero a moderado fracturamiento y con presencia de macla simple.

La **matriz** presenta texturas vítreas, microlíticas (presencia de plagioclasas y piroxenos). Las **vesículas** son aplastadas, ligeramente subredondeadas con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.35 mm.

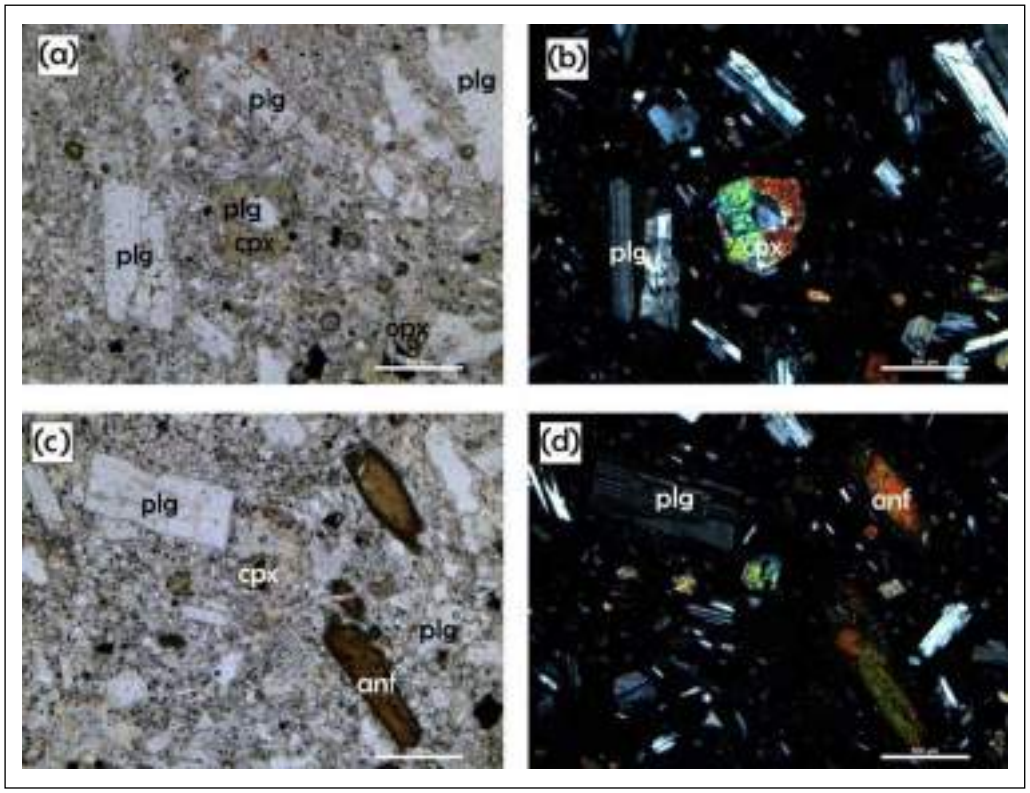


Figura 3.37 a) y b) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg) con macla polisintética, y fenocristales de ortopiroxeno (opx) y clinopiroxeno (cpx) con macla simple; a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de anfibol (anf) ligeramente alargados, y fenocristales de plagioclasas (plg) con zonamiento concéntrico y/o macla polisintética y clinopiroxeno (cpx).

DEPÓSITO DE CAÍDA OCRE RICO EN LÍTICOS *(MIS-VR21-006I)*

Las rocas correspondientes a esta caída piroclástica son de composición **ANDESÍTICA**. Presentan texturas vesiculares, microporfiríticas (por los fenocristales); constituidos por fenocristales (30-35% vol.), matriz (20-25% vol.) y vesículas (35-40% vol.) (figura 3.38).

El ensamble mineralógico se compone de **Plagioclasa** (40-45% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.15 a 1.55 mm. Se determinó según su forma, dos familias de fenocristales. La primera familia está constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, donde predomina la macla polisintética; sin presencia de fracturamiento y algunos acompañados de zonamiento concéntrico y/o ligera textura sieve. La segunda familia está constituida por fenocristales anhedrales a subhedrales, donde predomina el zonamiento concéntrico; con ligero fracturamiento. Se observan pocos fenocristales en comparación con la otra familia.

Ortopiroxeno (30-35% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.12 a 0.8 mm. Se determinó según su forma, dos familias de fenocristales. La primera familia está constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, sin presencia de fracturamiento y con presencia de macla simple. La segunda familia está constituida por fenocristales anhedrales, con ligero fracturamiento y sin presencia de macla simple.

Clinopiroxenos (5-10% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.12 a 1.1 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales euhedrales, sin presencia de fracturamiento y con pocos fenocristales con presencia de macla simple.

Anfibol (5-10% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.2 a 1 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales euhedrales, sin presencia de fracturamiento y sin presencia de macla simple. Por el color verde característico podemos inferir que son horblendas.

La **matriz** presenta texturas vítreas, ligeramente microlíticas (presencia de plagioclasas y anfiboles). Las **vesículas** son aplastadas, ligeramente subredondeadas con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.8 mm.

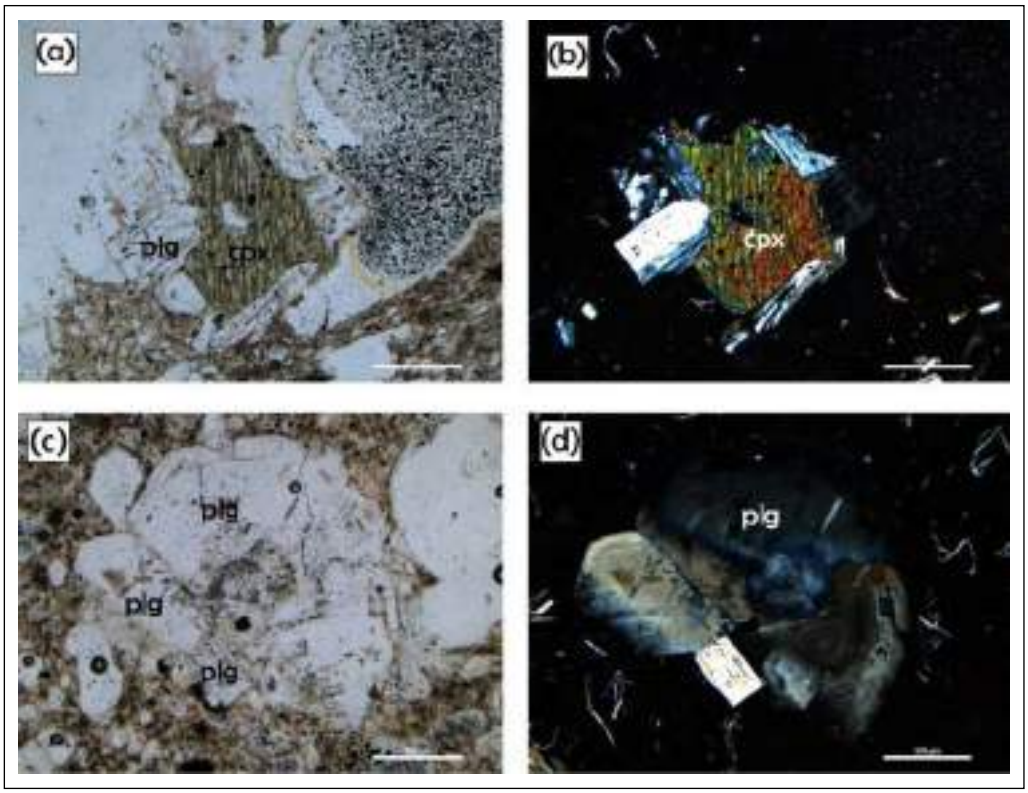


Figura 3.38 a) y b) presencia de fenocristales clinopiroxeno (cpx) y plagioclasa (plg) con zonamiento concéntrico; a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de plagioclasas (plg) con presencia de zonamiento concéntrico.

DEPÓSITO DE CAÍDA GRIS AMARILLENTO APO *(MIS-VR21-012O)*

Las rocas correspondientes a esta caída piroclástica son de composición **ANDESÍTICA**. Presentan texturas vesiculares; constituidos por fenocristales (25-30% vol.), matriz (35-40% vol.) y vesículas (20-30% vol.) (figura 3.39).

El ensamble mineralógico se compone de **Plagioclasa** (50-60% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.2 a 1.4 mm. Se determinó según su forma, dos familias de fenocristales. La primera familia está constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, donde predomina la macla polisintética; sin presencia de fracturamiento y algunos están acompañados con zonamiento concéntrico. La segunda familia está constituida por fenocristales anhedrales a subhedrales, donde predomina el zonamiento concéntrico sin presencia de fracturamiento y pocos están acompañados con macla polisintética.

Ortopiroxeno (15-20% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.25 a 0.85 mm. Se determinó según su forma, dos familias de fenocristales. La primera familia está constituida por fenocristales euhedrales, sin presencia de fracturamiento y con presencia de macla simple. En comparación con la otra familia, son de menor cantidad. La segunda familia está constituida por fenocristales anhedrales a subhedrales, con ligero fracturamiento y sin presencia de macla simple. Se encuentran juntos con los fenocristales de plagioclasa.

Clinopiroxenos (10-15% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.2 a 1.2 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, con ligero fracturamiento y algunos fenocristales con presencia de macla simple. Se observan junto con los ortopiroxenos.

Anfibol (5% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan hasta 0.6 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, sin presencia de fracturamiento y con algunos fenocristales con presencia de macla simple.

La **matriz** presenta texturas vítreas. Las **vesículas** son aplastadas, ligeramente subredondeadas con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.5 mm.

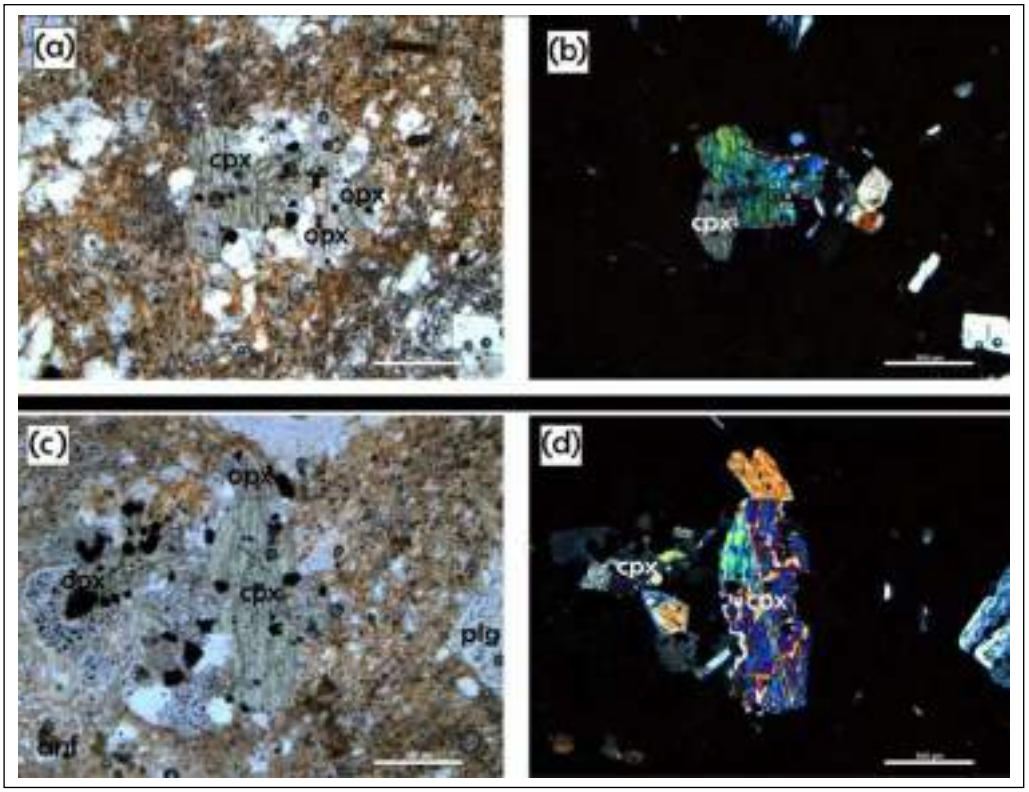


Figura 3.39 a) y b) presencia de fenocristales clinopiroxeno (cpx) y ortopiroxeno (opx); a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de ortopiroxeno (opx), clinopiroxeno (cpx) con macla simple y plagioclasa (plg) con ligera textura “sieve”.

DEPÓSITO DE CAÍDA 2050 *(MIS-VR21-004I)*

Las rocas correspondientes a esta caída piroclástica son de composición **ANDESITICA**.

Presentan texturas vesiculares, microlítica; constituidos por fenocristales (15-20% vol.), matriz (40-45% vol.) y vesículas (30-35% vol.) (figura 3.40).

El ensamble mineralógico se compone de **Plagioclasa** (60-65% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.12 a 0.75 mm. Se determinó según su forma, tres familias de fenocristales. La primera familia está constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, donde predomina la macla polisintética; y muy pocos fenocristales con ligero fracturamiento. Algunos, están acompañados con zonamiento concéntrico y/o muy pocos con macla de Carsbal. La segunda familia está constituida por fenocristales subhedrales, donde predomina el zonamiento concéntrico, con ligero fracturamiento; acompañados con macla polisintético y/o macla de Carsbal. La tercera familia está constituida por fenocristales anhedral a subhedrales, donde predomina el zonamiento concéntrico, con moderado fracturamiento; acompañados con ligera textura sieve.

Anfibol (30-35% vol.) de los fenocristales del total de la muestra; con tamaños que oscilan entre 0.25 a 1.05 mm. Se determinó según su forma, una familia constituida por fenocristales subhedrales a euhedrales, con ligero fracturamiento y con presencia de macla simple. Presentan óxidos en los bordes de los fenocristales y bordes "limpios".

La **matriz** presenta texturas vítreas, microlíticas (presencia de anfiboles y plagioclasas). Las **vesículas** son aplastadas, ligeramente subredondeadas, con un ligero aspecto fluidal (siguen una dirección determinada) con tamaños que oscilan entre 0.1 a 0.5 mm.

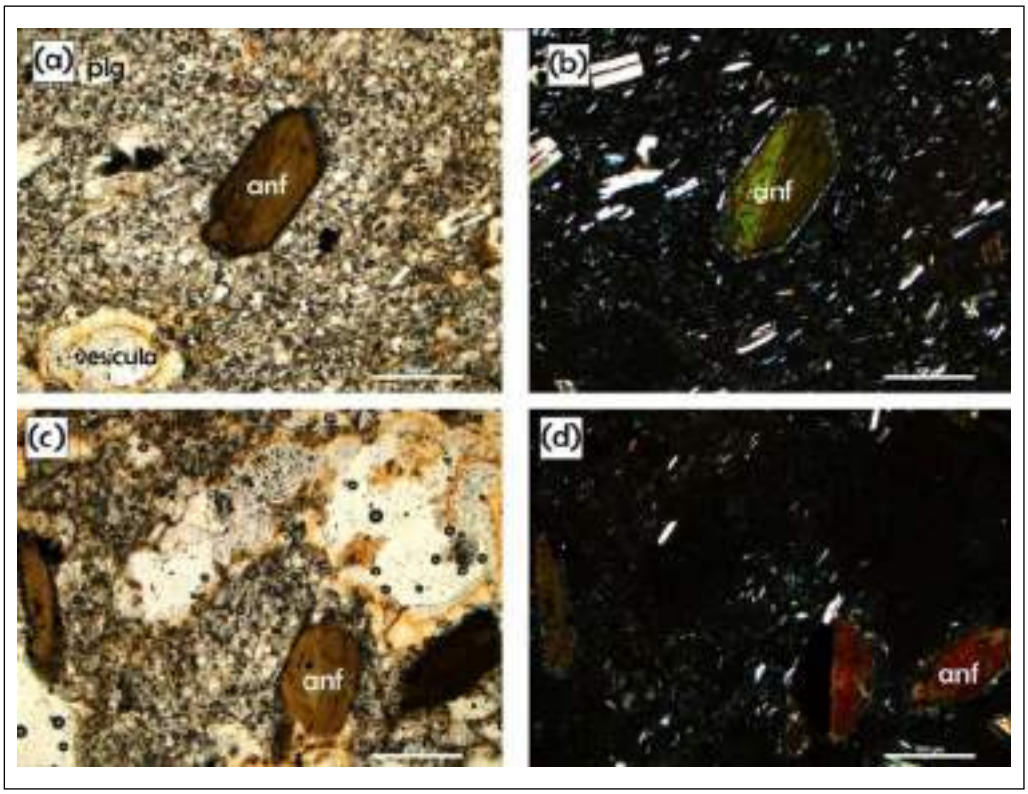


Figura 3.40 a) y b) presencia de fenocristal de anfibol (anf) con macla simple y fenocristales de plagioclasa (plg) y en matriz con un aspecto ligeramente "fluidal" c) y d) presencia de fenocristales de anfibol (anf) con macla simple y se observa vesículas subredondeadas.

3.6 GEOQUÍMICA DE ROCAS PIROCLÁSTICAS DEL VOLCÁN MISTI

El estudio geoquímico tiene como objetivo identificar los diferentes procesos magmáticos que intervinieron en la génesis y evolución de las caídas del volcán Misti en los últimos 50 000 años.

3.6.1 Método analítico

Un total de 68 análisis químicos de elementos mayores y traza de las caídas del volcán Misti, fueron realizados en el laboratorio de química del INGEMMET (Ver Anexos). Estas muestras fueron trituradas con mortero de ágata y, posteriormente, fueron analizadas mediante el método de espectrometría de emisión

atómica por acoplamiento inductivo de plasma (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy, ICP-AES), siguiendo el procedimiento analítico detallado por Cotten et al., (1995). El grado de incertidumbre relativa es 2% para elementos mayores y 5% para elementos trazas. Posteriormente, para el tratamiento respectivo, todos los análisis de elementos mayores fueron recalculados al 100% en base anhidra y se expresa la totalidad de hierro en forma de Fe_2O_3.

3.6.2 Clasificación de la serie

En la clasificación química internacional de rocas volcánicas, el diagrama TAS ("Total de Alcalinos versus Sílice") de Le Bas et al., (1986) (figura 3.41), las 68 muestras del volcán Misti en los últimos 50 000 mil años son principalmente de composición andesítica, 33 muestras corresponden a depósitos de caídas andesíticas (57.8 – 62.9 wt% SiO_2), 16 depósitos de caídas son de composición dacítica (63.3 – 69.6 wt% SiO_2), 12 depósitos de caídas son de composición riolítica (69.9 – 74.8 wt% SiO_2), 4 caídas de composición tranqui-andesita y 2 caídas de composición andesita basáltica. Hay un cambio notable con la presencia de biotita en los primeros episodios explosivos entre 50 a 33 ka, con depósitos de caídas riolíticas en su mayoría; como son las caídas Cogollo (SO) y Félsico I, II y III, Sacarosa SE, Fibroso Blanquecino y Fibroso Moteado (SE). Esta variación se complementa con que los depósitos de caídas más jóvenes, menos de 30 ka, presenta composiciones de andesitas a dacitas.

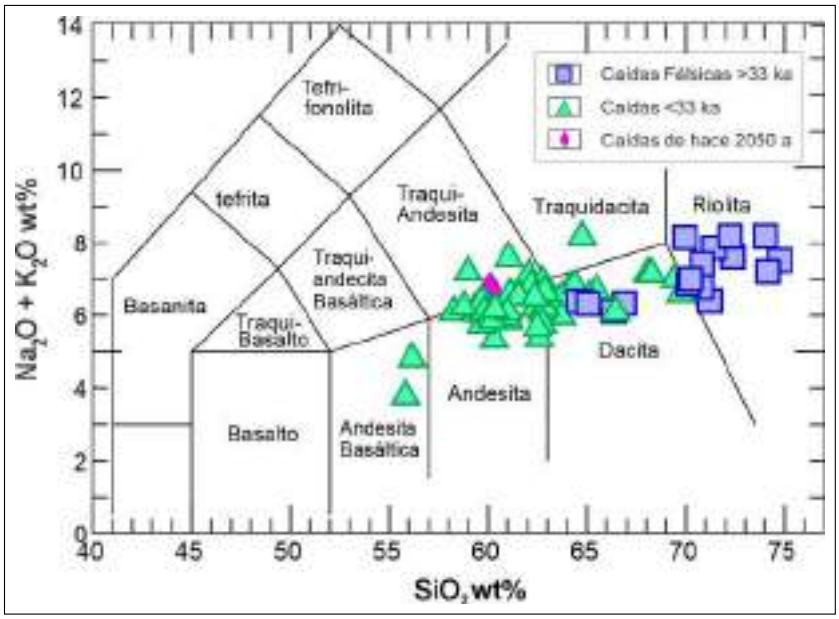


Figura 3.41 Diagrama de clasificación de rocas "Total de alcalinos vs. sílice" (TAS), de Le Bas et al., (1986), de las caídas del volcán Misti en los últimos 50 000 años.

La presencia media a alta de contenido potásico las caídas emitidas por el volcán Misti de los últimos 50 000 años son característicos de los estratovolcanes de la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC) y del sur peruano.

3.6.3 Elementos mayores

Los elementos mayores (SiO_2, Na_2O, Al_2O_3, K_2O, Fe_2O_3, TiO_2, MgO, P_2O_5) son aquellos que se encuentran en abundancia en las rocas con respecto a los elementos traza, los cuales corresponden <1 % en peso (Mason y Moore, 1982). Mediante diagramas binarios también conocidos como diagramas de Harker, se gráfica el óxido con respecto a la SiO_2.

En los diagramas de Harker (figura. 3.42) se observa que la evolución de riolitas a andesitas, donde se aprecia por un empobrecimiento en las concentraciones de Fe_2O_3, MgO, Al_2O_3, TiO_2, CaO y P_2O_5 a medida que la SiO_2 va en aumento, forma así una correlación negativa. Además, de una constancia en los valores de Na_2O y por el aumento de K_2O. Estas características son típicas de las series calcoalcalinas de márgenes continentales activos. En el diagrama Al_2O_3 vs. SiO_2 se observa una disminución de Al_2O_3, disminución de la concentración en MgO respecto a un aumento en la concentración de SiO_2. En el diagrama de K_2O respecto a la SiO_2 se observa un incremento de este óxido a medida que la sílice va en aumento presenta una correlación positiva. Esta correlación negativa se observa más definida en términos de diferenciación en las caídas riolíticas. El TiO_2 y Fe_2O_3 presentan una correlación linear negativa, el CaO disminuye a medida que aumentan los valores en SiO_2. En el caso del Na2O, se observa una dispersión de los valores de SiO_2 y no presenta una correlación marcada. El P_2O_5, muestra una disminución con la diferenciación.

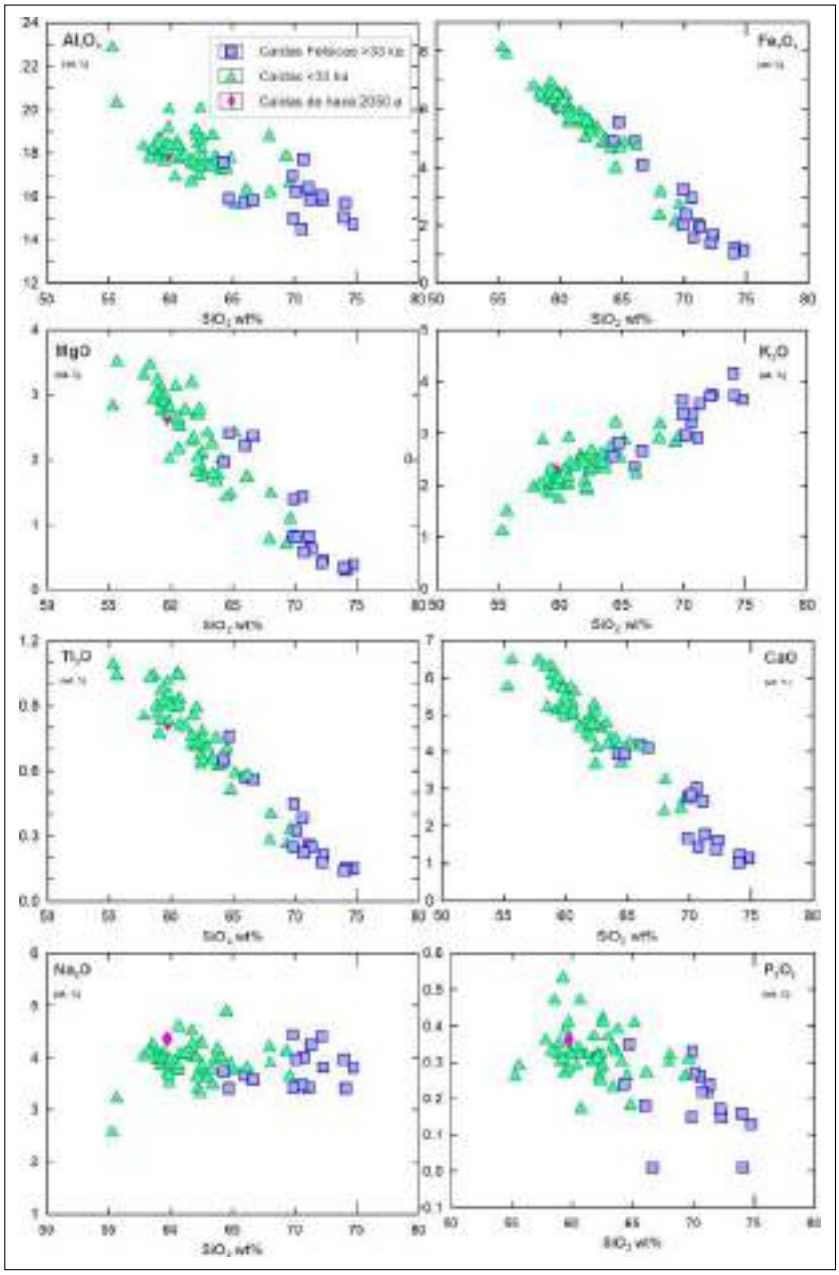


Figura 3.42 Diagramas de variación de elementos mayores versus el porcentaje en peso de sílice.

En general, los diagramas muestran correlaciones lineares que son principalmente compatibles con un modelo de evolución de la serie por procesos de cristalización fraccionada.

CAPÍTULO IV

EVALUACIÓN DE PELIGROS Y ELABORACIÓN DE MAPAS DE PELIGROS VOLCÁNICOS

Durante los últimos años han ocurrido alrededor del mundo varios desastres originados por erupciones volcánicas. Estos eventos demostraron la necesidad de realizar estudios de evaluación y zonificación de los peligros volcánicos. Según Tilling & Beate (1993), el peligro volcánico se define como "la probabilidad de que un área determinada sea afectada por procesos o productos volcánicos potencialmente destructivos en un intervalo dado de tiempo".

Diversos estudios han explicado la naturaleza e impactos de los principales peligros volcánicos (figura 4.1), los que son generados por caídas de ceniza y tefra, flujos de lava, corrientes de densidad piroclástica, lahares, avalanchas de escombros y gases volcánicos (Blong, 1984; Tilling & Beate, 1993; Blong, 2000).

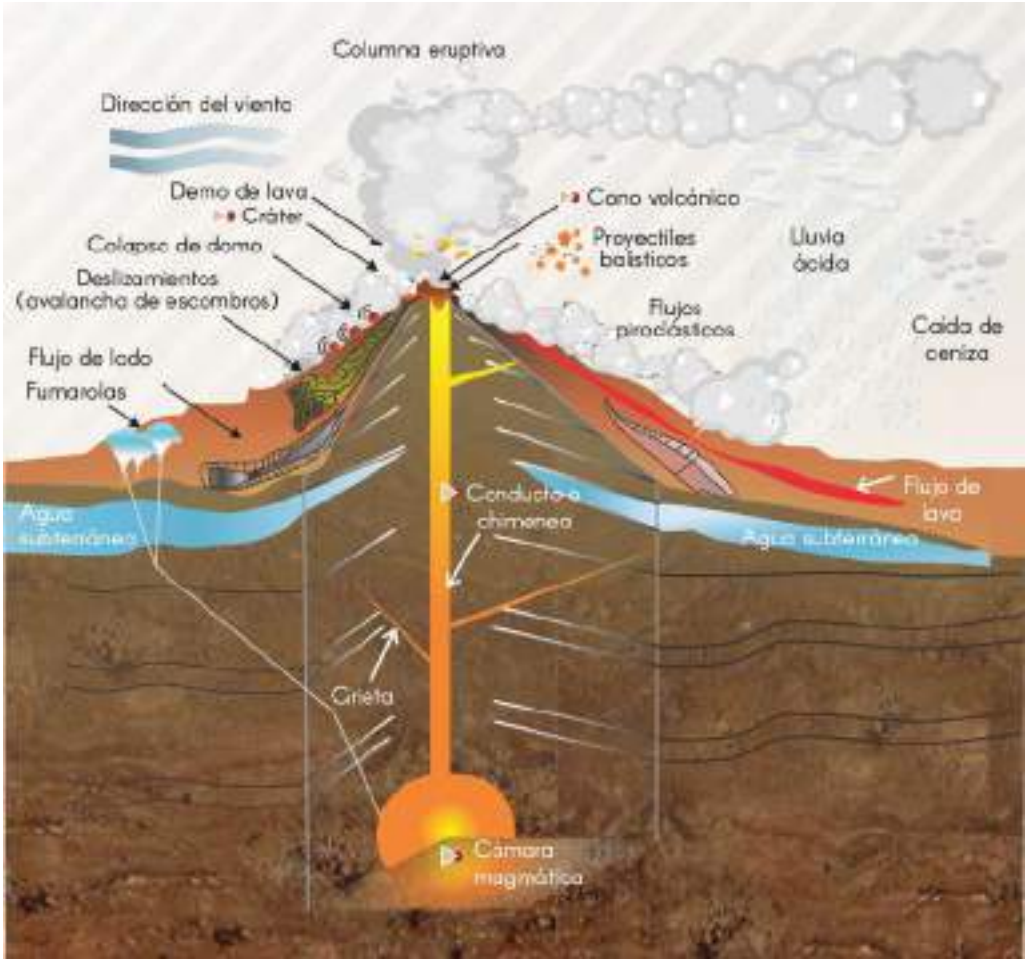


Figura 4.1 Tipos de peligros volcánicos que puede presentar un estratovolcán como el Misti (Fuente: Ingemmet).

MAPAS DE PELIGROS VOLCÁNICOS

Un mapa de peligro volcánico es información cartográfica donde se muestra el grado de peligrosidad volcánica de las áreas adyacentes a un determinado volcán. En estos mapas se representan las zonas susceptibles a ser afectadas por uno o varios fenómenos volcánicos potencialmente destructivos, en caso de una erupción de determinadas características, definidos previamente como escenarios generadores de peligros (Consejo de Defensa Suramericano, 2015). Es importante mencionar que algunos peligros volcánicos no están asociados necesariamente a un proceso eruptivo, como los lahares y avalanchas de escombros, que pueden producirse también en épocas de tranquilidad volcánica.

En los mapas se representan 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. Se presupone que el comportamiento eruptivo sea similar al que ha presentado a lo largo de su historia eruptiva, principalmente, durante los últimos miles a cientos de años.

Los mapas de peligros volcánicos son elaborados para ser utilizados en la planificación del crecimiento urbano de las ciudades, para planificar obras de infraestructura, para ser utilizados durante la gestión de una crisis volcánica, especialmente para definir las rutas de evacuación, sitios de refugio e identificar las zonas en riesgo frente a dicha erupción. Los usos o aplicaciones de los mapas de peligros también dependerán de la escala de dichos mapas. Finalmente, estos mapas deben ser utilizados en la implementación de acciones de educación en la población, orientados a reducir el riesgo de desastres de origen volcánico en las comunidades (Mariño et al., 2019).

LINEAMIENTOS PARA LA ELABORACIÓN DE LOS MAPAS DE PELIGROS

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, tal como Tilling & Beate (1993), entre otros.

- Recopilación e interpretación de información.
- Adquisición de mapas, imágenes satelitales. Se cuenta con el catastro urbano de 2017 obtenidos por el Instituto Municipal de Planeamiento - Arequipa, así como también con un Modelo de Elevación Digital de resolución centimétrica (4 a 10 cm/pixel), adquiridas por los Satélites SPOT y Pleiádes, mejoradas con Puntos de Control con GPS diferencial.
- Cartografiado geológico (1:25000) de las unidades y depósitos volcánicos.
- Para la evaluación de los peligros se tuvo en cuenta toda la información geológica, muestreo de productos volcánicos, estudio tefroestratigráfico geoquímica y petrológica disponibles.
- Trabajos de laboratorio, dataciones radiométricas.
- Magnitud y frecuencia de las erupciones pasadas, establecida en función de los recientes trabajos de campo, emplazamiento, alcances y distribución de los productos volcánicos.
- Dinamismos eruptivos, relacionado a los tipos de erupciones que podrían darse en el volcán Misti.
- Comportamiento de otros volcanes peruanos, considerados como análogos al Misti, debido a que han presentado erupciones similares en el pasado tales como el Ubinas, Sabancaya, Huaynaputina, Yucamane y Ticsani (Thouret et al., 2001, Rivera, 2010, Mariño 2002, Harpel et al., 2012, Legros, 2001).
- Identificación y evaluación de peligros, así como el planteamiento de escenarios generadores de peligros.
- Realización de simulaciones computacionales para cada peligro volcánico identificado, tales como cono de energía, LaharZ, VolcFlow, Tephra2, ASH 3D, Q-Lava.
- Definición de la zonificación del peligro donde se utilizaron los colores rojo, naranja y amarillo para el nivel de peligrosidad de alto, moderado y bajo, respectivamente. Estos límites de peligrosidad, dado por los límites de los colores, son solo referenciales, pues ayudan a un mejor entendimiento del mapa, ya que, en la práctica, los límites de las zonas de peligrosidad son más bien gradacionales.
- Elaboración y edición de los mapas de peligros volcánicos.
- Se adecuó el lenguaje científico inicial del mapa a uno más sencillo y corto, de fácil comprensión, debido a que está dirigido a usuarios que normalmente no poseen formación geocientífica.

DESTINATARIO DE LOS MAPAS DE PELIGROS

Los mapas de peligros no son elaborados para la comunidad geocientífica (geólogos, vulcanólogos, geofísicos), estos mapas son elaborados para los siguientes públicos objetivos:

- Autoridades y funcionarios de gobiernos (nacional, regional y local) que trabajan en gestión del riesgo de desastres (GRD), así como en planificación y proyectos de desarrollo.

- Profesionales y técnicos (ingenieros, arquitectos) que construyen obras de infraestructura; tales como puentes, carreteras, represas, hidroeléctricas, entre otros.
- Profesionales que trabajan en procesos de Zonificación Económica Ecológica y Ordenamiento Territorial (ZEE-OT).
- Poblaciones que viven en zonas de riesgo volcánico.
- Profesores y estudiantes de los tres niveles.

4.1 MAPA DE PELIGROS POR LAHARES

La palabra "lahar" proviene del idioma javanés, hablado en la isla de Java en Indonesia, comúnmente significa flujo de escombros o flujo hiperconcentrado originado en los volcanes. Los lahares son mezclas que contienen partículas volcánicas de diversos tamaños, removilizados por el agua, que fluyen rápidamente (20-60 km/h) por las quebradas o valles que surcan los flancos de un volcán. Estos flujos se generan en periodos de erupción o de tranquilidad volcánica (Tilling, 1989). El agua puede provenir de fuertes lluvias, fusión de hielo o nieve, ríos, o lagunas cratéricas.

Las transiciones del tipo de flujo son comúnmente definidas en términos de fracción de sólidos; sin embargo, las transiciones son graduales y dependen de otros factores como concentración de sedimentos, distribución del tamaño de granos, mineralogía de arcillas, agitación de partículas, energía del flujo y la densidad (Vallance, 2005; Vallance and Iverson, 2015).

GENERACIÓN DE LAHARES

Los lahares se clasifican según su origen como primarios o secundarios, es decir, los lahares primarios se originan durante una erupción (sineruptivos) y secundarios los que no están ligados a una erupción.

El origen del lahar requiere (1) una fuente adecuada de agua; (2) abundantes depósitos no consolidados, que generalmente consisten en depósitos piroclásticos, coluviones y suelos; (3) pendientes pronunciadas (generalmente >25°) y topografía significativa en la fuente; y (4) mecanismo de activación (Vallance & Inverson, 2015).

Las fuentes de agua incluyen, agua en poros o agua hidrotermal, nieve y hielo que se derriten rápidamente, agua atrapada bajo el hielo, agua en el interior de cráteres u otros lagos y escorrentías producidas por las precipitaciones pluviales.

Estos flujos de escombros 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).

METODOLOGÍA DE ELABORACIÓN DEL MAPA DE PELIGROS

Para la elaboración del mapa de peligros por lahares, hemos seguido los siguientes pasos:

1. RECOPILACIÓN DE INFORMACIÓN

Se realizó una recopilación de información en base a lahares ocurridos en arequipa (tabla 1, 2 y 3).

Tabla 1

Dataciones y volúmenes estimados, de depósitos de lahares por Delaite et al., 2005, encontrados en las márgenes del río Chili.

Autor	Ubicación	Material datado	Volúmen Mínimo (m^3)	Edad
Delaite et al., 2005	Yanahuara cerca a la iglesia	Carbón	4×10^6	340 ± 60 años A. P
	Río Chili, Flanco izquierdo, Restaurante Chocita	Materia orgánica en limo	2.1×10^6	340 ± 40 años A. P
	Río Chili, Flanco derecho, Academia de Tenis	Carbón	6.75×10^6	520 ± 25 años A. P
	Río Chili, flanco izquierdo, Chilina.	Carbón	1.2×10^6	1035 ± 45 años A. P
	Qda. San Lázaro, flanco derecho	Carbón	3.6×10^6	2090 ± 85 a años A. P (promedio de 4 dataciones)
	Río Chili, Uchumayo, flanco izquierdo	Carbón	30×10^6	

Tabla 2

Volúmenes de lahar asociados a la erupción de hace 2 mil años estimados por Harpel et al., 2011, en las quebradas circundantes del volcán Misti.

Autor	Ubicación	Volumen mínimo (m^3)
Harpel et al., 2011	Río Chili	2×10^6
	Pastores	3×10^5
	San Lázaro	8×10^6
	Pulpito	2×10^4
	Huarangal	7×10^6
	Agua Dulce	1×10^6
	Agua Salada	2×10^7
	Peña colorada - Moto	2×10^6
	Grande - Honda	2×10^6

Tabla 3.

Recopilación de valores de parámetros de entrada para lahares secundarios y primarios.

Volcán	Nevado del Ruiz	Carihuairazo	Atacazo - Ninahuilca	Monte Meager	Misti
País	Colombia	Ecuador	Ecuador	Canadá	Perú
Tipo de lahares	Lahares Primarios	Lahares Secundarios	Hiperconcentrados	N/E	Hiperconcentrados
DEM (m/pixel)	30	10	10 y 30	100	4
Volumen (m^3)	50×10^6	80×10^6	Volúmenes por quebrada	1×10^7	Volúmenes por quebrada
Duración del evento (h)	N/E	2-Apr	2-Apr	4	10800
Tiempo de alimentación (s)	6300	300	1800	N/E	1800
Coef_u2 o ξ	0.01	0.01	N/E	0.01	0.05
Delta basal	N/E	N/E	N/E	0	0/180*pi
Delta interno	N/E	N/E	N/E	0	0
Viscosidad (Pa. s)	0.05	0.1	N/E	0.01	0.05
Cohesión (Pa)	500	600	650	500	20
Densidad de Flujo (kg/m^3)	1800	2000	2000	1600	1500
Autor	Guegneau, 2014	Vásconez et al., 2017	Altamirano, 2018	Warwick, 2020	Thouret et al., 2022

REGISTRO HISTÓRICO DE LAHARES DEL VOLCÁN MISTI

Los lahares en la ciudad de Arequipa se generan principalmente durante épocas de intensas precipitaciones, los que han causado daños a la infraestructura y en algunos casos pérdidas de vidas humanas.

El 8 de febrero de 1989, se desató una tormenta, que generó lahares que en pocos minutos inundó áreas urbanas de Arequipa (figura 4.2). En aquella oportunidad, el río Chili se desbordó e inundó la Av. La Marina; otras zonas afectadas fueron Alto Selva Alegre y Miraflores, Urb. María Isabel, Parque Industrial, Av. Mariscal Castilla, Calle Goyeneche, Av. Independencia, Av.

Venezuela, Lambramani, Dolores. Según el Diario El Pueblo, causó grandes pérdidas y paralizó el tránsito, comercio y varias actividades (Cruz, 2007; Fernández, 2001).

El 25 de febrero de 1997, se desencadenó una precipitación de 33.4 mm durante 3 horas, originando flujos hiperconcentrados (Delaite et al., 2005), produciendo inundaciones en diferentes áreas de la ciudad que causaron 3 fallecidos y daños en el patrimonio público y privado. Fueron afectadas ambas márgenes de la torrentera Huarangal, la urbanización las Américas, el tramo La Pampilla – terminal terrestre, la 2° y 3° torrentera de Mariano Melgar, Pampas de Polanco, Cercado, Torrentera San Lázaro, Parque Industrial y Torrentera Quoscollo (Cruz, 2007).

Figura 4.2 Fotografías antiguas de lahares en Arequipa.

El 11 de marzo de 2012, se produjeron fuertes precipitaciones acompañada con granizada, que originó el desborde del flujo afectando a la avenida Los Incas, con un caudal de 30 m3/s, causando devastación de terrenos de cultivo e inundación de viviendas (Cacya et al., 2013).

En marzo de 1999 y 2001, se produjeron inundaciones luego de precipitaciones que alcanzaron 29,97 y 34,10 mm respectivamente (Cruz, 2007).

El 8 de febrero de 2013 (figura 4.3), ocurrió una lluvia inusual de 124.5 mm, generando lahares en las quebradas San Lázaro, Av. Venezuela y Los Incas. Los flujos de lodo, se desbordaron y causaron inundaciones, que afectaron 5 km de vías, el sistema de agua potable y desagüe, destruyó 280 viviendas, afectó otras 10 mil y causó la muerte de 6 personas y graves daños en la ciudad (Ettinger et al., 2015).

Figura 4.3 Daños causados por lahares en las quebradas San Lázaro y Huarangal.

En febrero de 2017, intensas precipitaciones pluviales produjeron el arribo de al menos veinte lahares provenientes del flanco noroeste del volcán Misti. Uno de estos, descendió por la quebrada conocida como “Matagente”; esto sumado a la crecida del caudal del río Chili, hasta un pico de 45 m^3/s, impactaron directamente contra el muro de protección construido en el margen derecho del río Chili y paulatinamente comenzó a erosionar la base, provocando la ruptura de alrededor de 40 m de tubería de la línea de conducción de agua. Este hecho dejó sin el suministro de agua potable al Cono Norte y zonas altas de los distritos de Cayma, Alto Selva Alegre, Miraflores, Mariano Melgar y Paucarpata en la ciudad de Arequipa (Aguilar & Vela, 2018).

Entre el 23-25 de febrero de 2020 se produjeron precipitaciones intensas. El 24 de febrero produjo precipitación acumulada con 27.4 mm, generando lahares en diferentes sectores de la ciudad de Arequipa, tales como Poso Negro, Baden en el distrito de Paucarpata, Lara en Socabaya, Terminal Terrestre y puente Tingo Grande en Jacobo Hunter, Urbanización Independencia Americana en Yanahuara y puente Monserrat en Cerro Colorado; estos eventos fueron los más representativos relacionados con lahares o flujos de lodo sin producirse una erupción del volcán Misti (figura 4.4 y 4.5).

Figura 4.4 A) Sedimentos y bloques dejados por el lahar. B) Cauce de la quebrada Los Incas reducido hasta 4 m de ancho. C) Huaico empozado dentro de la quebrada, cancha de futbol lleno de barro y basura D) sedimentos dejados por el lahar dentro de las viviendas.

Figura 4.5 A) Colapso de muros de contención en la margen izquierda de torrentera, con pérdida de plataforma de la calle Virgen del Pilar. B) El cauce de la torrentera se ha estrechado a 4,54 m de ancho por construcción de edificaciones, por efecto del flujo socavó los cimientos del muro de contención en la margen izquierda generando el colapso de las columnas de la fábrica textil en el pasaje Victoria. C) Intersección de la Av. Venezuela con el pasaje Jacinto Ibañez, frente a la Urb. Juan El Bueno. D) Ampliación de la vista, erosión en la margen izquierda de la torrentera Venezuela E) Erosión de toda la vía izquierda de la Av. Venezuela, margen derecha de la Torrentera Venezuela.

2. ESCENARIOS PARA LA GENERACIÓN DE LAHARES

Es necesario conocer las precipitaciones acumuladas diarias, los datos han sido recolectados de las estaciones La Pampilla, Chiguata y el Frayle pertenecientes al SENAMHI y Aguada Blanca perteneciente a AUTODEMA (figura 4.7). La base de datos disponible corresponde desde el año 1931 hasta el año 2020.

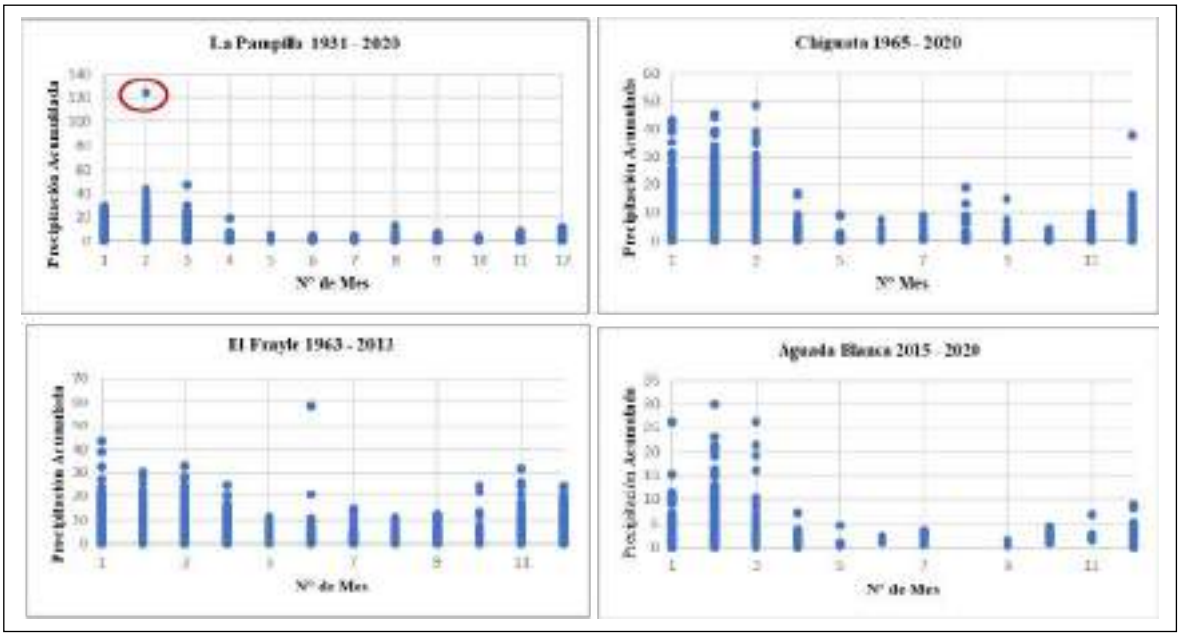


Figura 4.6 Gráficos de dispersión de las precipitaciones acumuladas pertenecientes a las estaciones de SENAMHI (La Pampilla, Chiguata, El Frayle) y AUTODEMA (Aguada Blanca), en círculo rojo se encierra la máxima precipitación acumulada registrada en la estación La Pampilla.

En base a los datos de precipitaciones se define la cantidad de lluvia que corresponda a la recurrencia de lahares. La precipitación acumulada de 30 mm es las más recurrente, las precipitaciones de 50 mm son de recurrencia moderada y la precipitación acumulada de 124.5 mm es la de menor recurrencia.

La recurrencia de precipitaciones se asocia a la peligrosidad de los lahares, las precipitaciones de mayor recurrencia conforman el escenario de mayor peligro, las de moderada recurrencia el moderado peligro y las de menor recurrencia se asocia al de bajo peligro.

En Arequipa, se han reconocido 2 ríos, Chili y Andamayo, además de 15 quebradas principales. Estas últimas se originan en la mitad del edificio del volcán Misti. Quebradas como El Pato, Villa Confraternidad, Huarangueros, Pastores, San Lázaro, Venezuela, El Chilcal, Barranco, Huarangal, Agua Dulce, Agua Salada, Moto, Grande, Honda, Januhuara y Cari Cari, se tiene una quebrada que presenta la microcuenca en la ciudad de Arequipa como las quebradas Paucarpata, las Pascanas y Honda-Cajería que abarcan el área de estudio y descienden del Complejo Volcánico Pichu Pichu.

3. CÁLCULO DEL VOLUMEN DE LAHAR

El cálculo del volumen de lahar implica estimar el volumen de sólidos/sedimento y el volumen de agua que discurre desde las microcuencas al cauce.

En base a los depósitos de lahares en las quebradas del volcán Misti, predominan los depósitos de flujos hiperconcentrados, es decir, se considera lahares con 60% de agua y 40% de solidos (Thouret, et al., 2020, Pierson, 2005).

PRECIPITACIÓN DE ESCORRENTÍA

Se calculó la precipitación de escorrentía a través del método conocido como Número de Curva o abstracciones propuesto por el Servicio de Conservación de Suelos de los Estados Unidos (Soil Conservation Service), hoy llamado Servicio de Conservación de Recursos Naturales de los Estados Unidos (Natural Resources Conservation Service (2004)). La ecuación de escorrentía del NRCS se desarrolló para estimar la escorrentía total a partir de la lluvia total de la tormenta. Es decir, la relación excluye el tiempo como variable. Se ignora la intensidad de la lluvia. Una primera versión de la relación fue descrita por Mockus (1949). El material que sigue ha evolucionado a partir de ese informe de 1949 (Natural Resources Conservation Service (2004)).

La hipótesis del método ha sido planteada por Mockus (1949). Consiste en que las relaciones de las cantidades reales y las dos cantidades potenciales son iguales, es decir (figura 4.7), una curva trazada a través de un gráfico de la escorrentía total de la tormenta, frente a la precipitación total de la tormenta, para muchas tormentas en una cuenca es cóncava hacia arriba y muestra que no se produce escorrentía para las tormentas pequeñas. La tendencia, a medida que aumenta el tamaño de la tormenta, es que la curva se convierta en asintótica a una línea paralela a una línea de igualdad. El objetivo de Mockus era determinar una ecuación para una curva que describiera ese patrón. Primero consideró la condición en la que no se produce ninguna abstracción inicial; es decir, Ia = 0. Mockus descubrió que una curva adecuada resultaba de utilizar la relación entre la precipitación, la escorrentía y la retención (la lluvia no convertida en escorrentía) dado por:

$$\frac{F}{S} = \frac{Q}{P} \quad (1)$$

Donde:

- **F:** Abstracción real después de iniciado la escorrentía
- **S: Abstracción** potencial máxima después de iniciado la escorrentía (S>=F)
- **Q:** Escorrentía Real (Pe)
- **P:** Precipitación real (P>=Q)

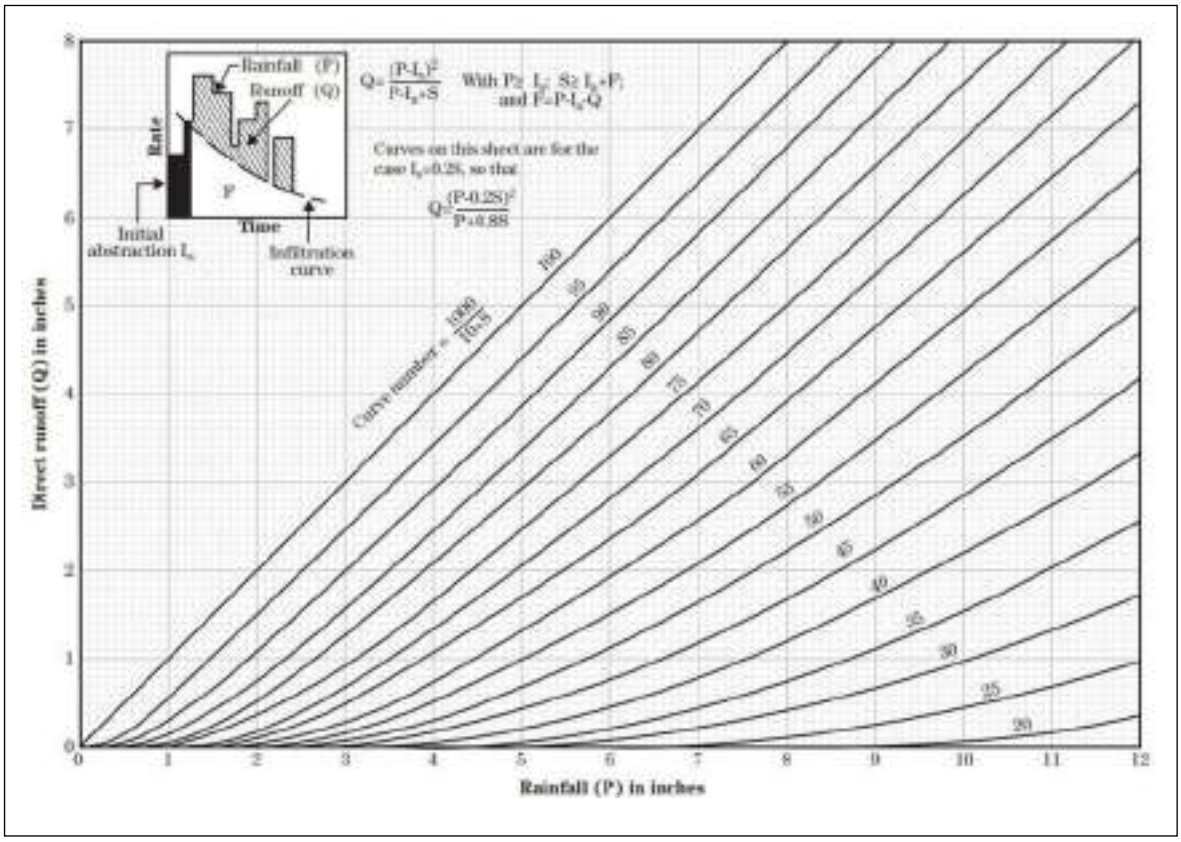


Figura 4.7 Gráfico de ábacos que muestra la escorrentía real con la precipitación real. Mockus (1949).

Debido a la simplicidad de aplicación del método, el Ministerio de Fomento de España, simplificó el cálculo de la precipitación de escorrentía utilizando valores de abstracciones iniciales o umbrales de escorrentía de acuerdo al tipo de suelo, a través de la siguiente ecuación.

$$Pe = \frac{(P - Po)^2}{P + 4Po}$$

Donde:

- Pe: precipitación de escorrentía (los autores lo conocen como Q; sin embargo, para no causar confusión con el símbolo de cauda se utiliza Pe)
- P: es la precipitación real o precipitación acumulada.
- Po: es la atracción inicial o umbral de escorrentía de acuerdo al tipo de suelo/roca.

Además, existen tablas con valores de abstracciones iniciales o umbrales de escorrentía (Po) de acuerdo al uso del suelo.

$$CN = \frac{25400}{254 + \frac{Po}{0.2}}$$

Debido a la aplicabilidad del método de abstracciones en la bibliografía encontraremos valores de CN y Po para diferente tipo de suelo/roca, ya que existe una relación entre ellas:

$$Po = \frac{5080}{CN} - 50.8$$

CORRECCIÓN DEL GRADO DE HUMEDAD

La tabla de CN y Po, son valores para suelos de humedad media (antes de producirse la precipitación). Si los 5 días anteriores hubo una precipitación abundante, los valores de abstracciones iniciales o umbral de escorrentía serán menores (tabla 6). De igual manera si los días anteriores no han llovido los valores de abstracciones iniciales o umbral de escorrentía aumentarán. En la siguiente tabla (tabla 4) para considerar un suelo con humedad seco, media o húmedo de acuerdo a las precipitaciones de los 5 días anteriores.

Tabla 4

Humedad previa de acuerdo a la precipitación total acumulada en los 5 días anteriores.

PRECIPITACIÓN TOTAL EN LOS 5 DÍAS ANTERIORES		
HUMEDAD PREVIA	ESTACIÓN DE REPOSO	ESTACIÓN EN CRECIMIENTO
SECA (I)	Menor de 12.7 mm	Menos de 35 mm
MEDIA (II)	Entre 12.7 – 32.5 mm	Entre 35 – 52.5 mm
HÚMEDO (III) En los últimos 5 días ha llovido mucho o ha llovido poco y las temperaturas han sido bajas, lo que ha saturado el suelo	Mayor a 32.25 mm	Mayor de 52.5 mm

Chow et al., (1992, p. 152) proponen las siguientes relaciones para valores CN:

$$CN(I) = \frac{5084.0}{10 - 0.058CN(II)}$$

$$CN(III) = \frac{23CN(II)}{10 - 0.13CN(II)}$$

También podemos utilizar las siguientes equivalencias

$$Po\ (I) = Po(II)\ 2.38$$

$$Po\ (II) = Po(II)\ 0.43$$

Para el caso del cálculo de la precipitación en este estudio se considera en condiciones medias entre 12.7 – 32.5 mm, debido a que las estaciones que miden la precipitación acumulada se encuentran alejadas de las microcuencas del volcán Misti, es por ello que es difícil correlacionar la generación de lahares con las precipitaciones acumuladas 5 días anteriores a la generación de un lahar.

CLASIFICACIÓN DE LOS SUELOS

Grupo A. Suelos con velocidad de infiltración relativamente alta cuando están completamente mojados con arenas o gravas.

Grupo B. Suelos con velocidad de infiltración moderada cuando están completamente mojados.

Grupo C. Suelos con velocidad de infiltración lenta cuando están mojados. Estos suelos tienen generalmente una capa que impide el movimiento descendente del agua.

Grupo D. Suelos con velocidad de infiltración muy lenta cuando están completamente mojados. Suelos con una capa freática alta permanente.

De acuerdo a la descripción del grupo de suelo realizada por el NRCS, se elige al suelo del Grupo B (tabla 5 y 6), debido a que su descripción encaja con los suelos que tenemos en los flancos del volcán Misti (tabla 7).

Tabla 5

Precipitación de escorrentía según el tipo de suelo. (Ver figura 4.9)

Tipo suelo/roca	Pe	Grupo de suelo
Lava cuaternaria/roca granítica	3	-
Pastizal Natural Pobre	14	Grupo B
Urbanización/Tierras abandonadas	14	Grupo B

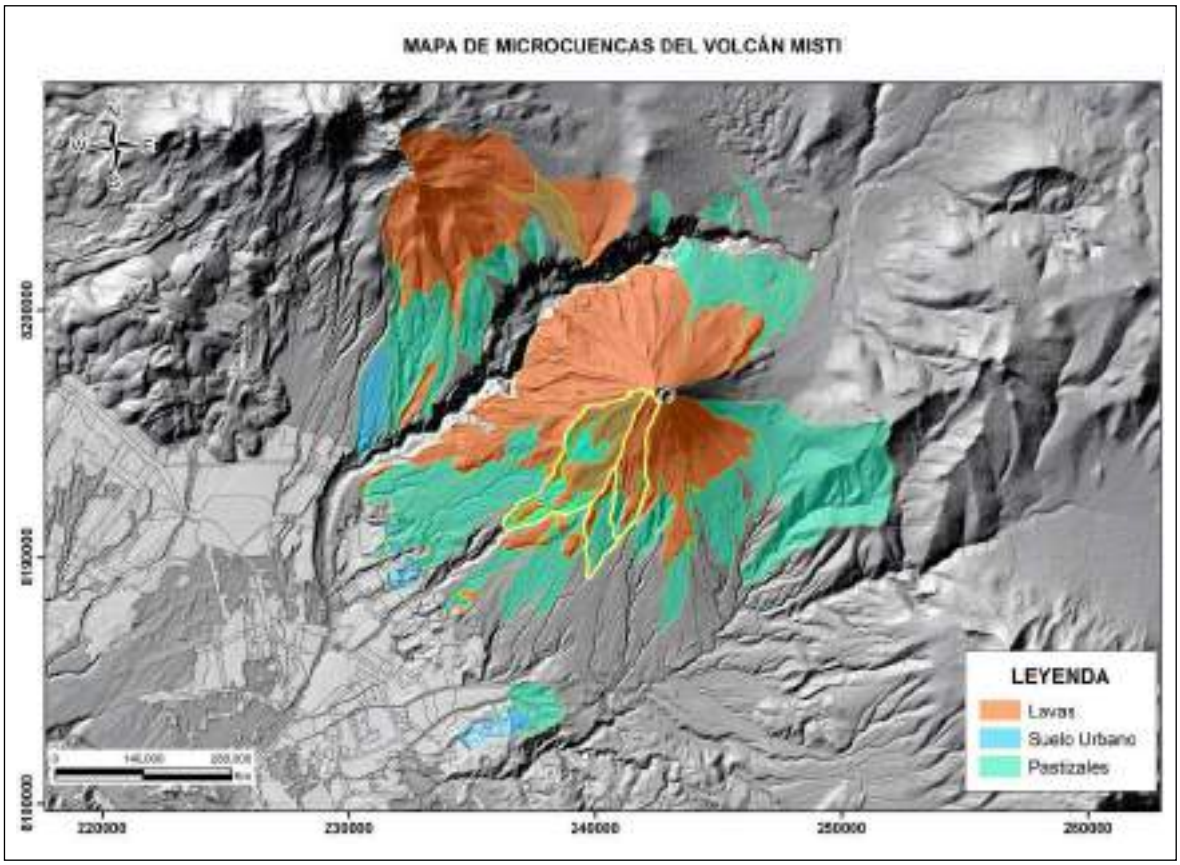


Figura 4.8 Mapa aproximado de microcuencas del volcán Misti y flanco sureste del Chachani según el tipo de suelo y roca.

Tabla 6

Precipitación de escorrentía según el tipo de suelo.

Precipitación Acumulada (mm)									124.5	50	30
NOMBRE	**TIPO DE SUELO/ROCA**	**ÁREA (m^2)**	**SUMA (m^2)**	**% ÁREA**	**TIPO**	**Po**	**%xPo**	**Po**	**Pe**	**Pe**	**Pe**
Huarangal	Lava cuaternaria	4003853	5844078	69	B	3	2	6.5	93	25	10
				0	B						
	Pastizal Natural Pobre	1840224	-	31	B	14	4				
Pastores	Lava cuaternaria	2853904	12947832	22	B	3	1	12	75	15.3	4
	Urbanización			0	B	14	0				
	Pastizal Natural pobre	10093928		78	B	14	11				
San Lázaro	Lava cuaternaria	6923584	11684145	59	B	3	2	5.9	95	26.3	11
		1637661		14	B						
	Pastizal Natural Pobre	3122900		27	B	14	4				
Huarangal 02	Pastizal Natural pobre	1604453	1604453	100	B	0	0	0	124	50	30
				0	B	14	0				
Grande	Lava cuaternaria	1501348	4386942	34	B	3	1	10	79	17.4	6
	Pastizal Natural pobre	2885594		66	B	14	9				
Januhuara 02	Lava cuaternaria	3219543	5411836	59	B	3	2	11	76	16	5
	Pastizal Natural	2192293		41	B	23	9				
Moto	Lava cuaternaria	407867	632694	64	B	3	2	7	91	23.9	9
	Pastizal Natural pobre	224827		36	B	14	5				
Honda	Lava cuaternaria	2502914	4888657	51	B	3	2	13	71	13.7	4
	Pastizal Natural pobre	2385743		49	B	23	11				
P. Colorada	Lava cuaternaria	553149	1075258	51	B	3	2	8	85	20.8	7
	Pastizal Natural pobre	522109		49	B	14	7				
Agua Dulce	Lava cuaternaria	2303708	4143932	56	B	3	2	8	87	21.8	8
	Pastizal Natural Pobre	1840224		44	B	14	6				
Venezuela	Lava cuaternaria	1104454	3966844	28	B	3	1	10.46	78	17	5
	Lava cuaternaria	110690		3	B						
	Lava cuaternaria	48637		1	B						
	Pastizal Natural Pobre	2476637		62	B	14	9				
	Pastizal Natural Pobre	13926		0.4	B						
	Lava cuaternaria	56877		1	B	3	0				
	Urbanización	155623		4	B	14	1				
El Pato	Pastizal Natural Pobre	5283627	6060605	87	B	14	12	13	72	14	3.8
	Lava cuaternaria	776978		13	B	3	0				
Villa	Pastizal Natural pobre	3466448	4360494	79	B	14	14	14	68	12	3
	Urbanización	458981		11	B	14					
		435065		10	B						
Agua Salada	Lava cuaternaria	2303708	5745840	40	B	3	1	9.6	81	18	6.1
	Pastizal Natural Pobre	1837679		32	B	14	8				
		1604453		28							
Barranco	Pastizal Natural Pobre	1836287	1836287	-	B	14	14	14	68	12	3
Sur	Pastizal Natural Pobre	3695956	3695956	-	B	14	14	14	68	12	3
Huarangueros	Pastizal Natural Pobre	1480523	1480523	-	B	14	14	14	68	12	3
El Chilcal	Pastizal Natural Pobre	5251368	5251368	-	B	14	14	14	68	12	3
Januhuara	Pastizal Natural Pobre	12268445	12268445	-	B	14	14	14	68	12	3
Cari Cari	Pastizal Natural Pobre	14348724	14348724	-	B	14	14	14	68	12	3

Paucarpata_01	Pastizal Natural Pobre	2811781	2811781	-	B	14	14	14	68	12	3
Paucarpata_02	Pastizal Natural Pobre	3241783	3241783	-	B	14	14	14	68	12	3
	Pastizal Natural Pobre	142340	142340	-	B	14	14	14	68	12	3
Chili y Flanco Chachani	Urbanización	4448427	4448427	-	B	14	14	14	68	12	3
	Pastizal Natural Pobre	9046641	9046641	-	B	14	14	14	68	12	3
		2496327	2496327	-	B	14	14	14	68	12	3
		3028645	3028645	-	B	14	14	14	68	12	3
	Lava cuaternaria	6609489	6609489	-	B	3	3	3	108	36	17.4
		6292210	6292210	-	B	3	3	3	108	36	17.4
Chili inferior	Lava cuaternaria	1274550	1274550	-	B	3	3	3	108	36	17.4
		2328297	2328297	-	B	3	3	3	108	36	17.4
		1889721	1889721	-	B	3	3	3	108	36	17.4
		2980447	2980447	-	B	3	3	3	108	36	17.4
Chili-Flanco Chachani medio	Lava cuaternaria	4620928	4620928	-	B	3	3	3	108	36	17.4
		2553626	2553626	-	B	3	3	3	108	36	17.4
		10355569	10355569	-	B	3	3	3	108	36	17.4
		904120	904120	-	B	3	3	3	108	36	17.4
	Pastizal Natural Pobre	1712343	1712343	-	B	14	14	14	68	12	3
		1165327	1165327	-	B	14	14	14	68	12	3
		3163137	3163137	-	B	14	14	14	68	12	3
	Lava cuaternaria	6857023	6857023	-	B	3	3	3	108	36	17.4
		27753468	27753468	-	B	3	3	3	108	36	17.4
Chili superior	Lava cuaternaria	4620928	4620928	-	B	3	3	3	108	36	17.4
		732378	732378	-	B	3	3	3	108	36	17.4
		730965	730965	-	B	3	3	3	108	36	17.4
		142382	142382	-	B	3	3	3	108	36	17.4
	Pastizal Natural Pobre	1688222	1688222	-	B	14	14	14	68	12	3
		1148783	1148783	-	B	14	14	14	68	12	3
		297693	297693	-	B	14	14	14	68	12	3
		297693	297693	-	B	14	14	14	68	12	3
		2471109	2471109	-	B	14	14	14	68	12	3
		1431086	1431086	-	B	14	14	14	68	12	3
		2648210	2648210	-	B	14	14	14	68	12	3
		2126431	2126431	-	B	14	14	14	68	12	3
		1093128	1093128	-	B	14	14	14	68	12	3
		1053515	1053515	-	B	14	14	14	68	12	3
		157682	157682	-	B	14	14	14	68	12	3
		1080834	157682	-	B	14	14	14	68	12	3
Yarabamba	Rocas desnudas	141432463	142256670	86	B	2	2	4	101	30	13.6
		824207			B						
	Cultivos	9058410	9058410	5	B	29	2				
	Urbanización	11006955	13952344	8	B	14	1				
		2945389			B						

Tabla 7

Volúmenes de lahar para precipitaciones acumuladas diarias de 30 mm, 50 mm y 124.5 mm con sus correspondientes precipitaciones de escorrentía.

Precipitación acumulada diaria		30 mm		50 mm		124.5mm	
Nombre de la Cuenca	Área de microcuencas (m^2)	Volumen de agua (m^3)	Volumen de Lahar (m^3)	Volumen de agua	Volumen de Lahar	Volumen de agua	Volumen de Lahar
Chili Medio	59085540	938687	1564478	1963790	3272983	6145342	10242236
Chili Inferior	40394754	427622	712703	994107	1656846	3598285	5997142
Chili Superior	21721039	154200	257000	411290	685484	4723040	7871733
San Lázaro	12056366	129821	216369	317309	528849	1143057	1905095
Januhuara_02	12268445	58886	98143	159490	265816	846523	1410871
Huarangal_01	5844078	57960	96600	146027	243379	541538	902563
Pastores	12958893	57654	96090	198679	331132	967504	1612506
Cari Cari	14348724	42712	71187	175433	292389	970645	1617742
Januhuara	12268445	36520	60867	149999	249998	829921	1383202
Agua Salada	5745840	35015	58359	106191	176985	465865	776441
Grande	4414035	24306	40509	76747	127912	348348	580580
El Pato	6060319	22860	38099	84512	140854	434057	723428
Venezuela	4246792	22587	37644	72324	120541	332093	553488
Honda	4863960	17838	29730	66758	111263	345960	576600
El Chilcal	5251368	15632	26053	64205	107009	355238	592064
Villa	4360494	12980	21633	53313	88855	294974	491623
Agua Dulce	1474428	11718	19530	32073	53454	128499	214165
Sur	3695956	11002	18337	45188	75314	250020	416699
Paucarpata_02	3384123	10074	16789	41376	68959	228925	381542
Paucarpata_01	2811781	8370	13950	34378	57297	190208	317013
Peña Colorada	1071736	7934	13224	22311	37185	91602	152670
Moto	633409	5860	9766	15150	25249	57571	95952
Barranco	1836287	5466	9110	22451	37419	124219	207032
Huarangal_02	1604453	4776	7960	19617	32695	108236	180394
Huarangueros	1480523	4407	7345	18101	30169	100153	166921
Río Andamayo	64537551	303525	505875	969795	1616326	4734708	7891180
Chili Inferior + San Lazaro+Pastores+Pato+Huarangueros	52451120	557443	1054140	1581510	2635850	6103972	10173287
Huarangal+Chilcal+Barranco+ Hua			139724	252300	420501	1129231	1882052

4. MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL (DEM)

Para las simulaciones se ha utilizado un DEM base de 4 m/pixel proporcionado por la Comisión Nacional de Investigación y Desarrollo Aeroespacial (CONIDA), el área de imágenes satelitales del Ingemmet ha mejorado el DEM, para ello se ha tomado puntos de control con GPS diferencial dentro de la ciudad de Arequipa y alrededores del volcán Misti. La resolución del DEM ha sido resampleado de acuerdo al escenario simulado. Para el escenario de alto peligro se ha utilizado un DEM de 4 m/pixel, moderado peligro un DEM de 6 m/pixel y para el escenario de bajo peligro un DEM de 8 m/pixel.

5. PREPARACIÓN DE LA FUENTE

Los puntos de inicio son de la salida de toda el agua acumulada de cada microcuenca, que posteriormente discurrirá por el cauce principal de la quebrada. En caso de que una quebrada cuente con dos microcuencas que alimenten su cauce, se toma como punto de inicio donde el cauce principal se interceptaba y se sumaban los volúmenes de lahar para la simulación.

En caso de los lahares a producirse en el río Chili se han procedido a dividir las microcuencas en tres sectores denominados Chili Superior, Chili Medio y Chili Inferior (figura 4.8). En cada sector

el punto de inicio se colocó donde las quebradas convergían en un mismo punto de salida, además este criterio se escogió para simular volúmenes de lahares en el río Chili. Debido a que en el río Chili desembocarían los lahares canalizados por las quebradas El Pato, Huarangueros Pastores y San Lázaro se ha escogido el punto de inicio que se une la quebrada San Lázaro y con el río Chili. También se sumaron los volúmenes de los lahares de las quebradas con el volumen de lahar del sector Chili Inferior. El mismo criterio se aplicó para realizar las simulaciones en el río Andamayo y Yarabamba. En el río Andamayo se colocó un punto de inicio (figura 4.15) en el cual convergían el paso los lahares de quebradas Agua Dulce, Agua Salada, Peña Colorada, Honda, Grande, Cari Cari, para esta simulación el volumen de lahar se sumó. En el río Yarabamba se colocó un punto de inicio donde los cauces de las quebradas convergían en un solo punto y se sumó los volúmenes de lahar de cada microcuenca para obtener valores razonables en el río Yarabamba.

6. PARÁMETROS DE ENTRADA PARA LA SIMULACIÓN CON VOLCFLOW

Se han realizado simulaciones computacionales de lahares utilizando el software VolcFlow.

VolcFlow ha sido desarrollado en el Laboratoire Magmas et Volcans por Kelfoun & Druitt (2005). Es utilizado a nivel mundial para modelar flujos piroclásticos (Kelfoun et al., 2009), flujos de lava, inundaciones, tsunamis (Kelfoun et al., 2010), avalanchas de escombros (Kelfoun & Druitt, 2005), lahares primarios (Gueugneau, 2014) y lahares secundarios (Vásconez et al., 2016), también se utiliza para simular rompimientos de presas.

Es un código escrito en MATLAB, el cual resuelve las ecuaciones de conservación de masa (1) y momento (2 y 3), basándose en la aproximación media del flujo, utilizando un sistema de coordenadas, vinculando x e y paralelos a la superficie y h (profundidad) perpendicular a x e y.

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h}{\partial t}(hu) + \frac{\partial h}{\partial t}(hv) = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(hu) + \frac{\partial}{\partial x}(hu^2) + \frac{\partial h}{\partial y}(huv) = ghsen\alpha_x - \frac{1}{2}kactpass\frac{\partial}{\partial x}(gh^2cos\alpha) + \frac{\tau_x}{\rho} \quad (2)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(hv) + \frac{\partial}{\partial x}(hvu) + \frac{\partial}{\partial y}(huv^2) = ghsen\alpha_x - \frac{1}{2}kactpass\frac{\partial}{\partial y}(gh^2cos\alpha) + \frac{\tau_y}{\rho} \quad (3)$$

Donde:

- h: Es el espesor del flujo
- u: = (u, v) es la velocidad del flujo
- α: Pendiente del terreno
- ρ: Densidad aparente
- T: Retardo de esfuerzo - Savage y Hunter (1989)

Los cálculos realizados por el algoritmo de VolcFlow, siendo el primer paso iniciar con la estimación de las velocidades en los bordes de cada celda en función de la fuente; posteriormente, se calcula el flujo de masa y el momento. El segundo paso viene dado por la estimación de la advección y el cálculo del nuevo espesor y velocidades medias al centro de cada celda. Finalmente, en el tercer paso las velocidades en los bordes modificadas por la advección, son calculadas (Kelfoun et al., 2017).

Coeficiente de Turbulencia: Parámetro adimensional que define la turbulencia o tensión de colisión entre partículas.

Viscosidad: Propiedad de un fluido que describe su resistencia a deformarse y fluir cuando se le aplica un esfuerzo (Parfitt & Wilson, 2008), para lahares varía entre 0,1-0,001 Pa. s (Iverson, 1997).

Cohesión: Resistencia intrínseca de un material a la fractura de cizalla cuando el valor del esfuerzo normal es cero (Real Academia de Ciencias Exactas, Fisicas y Naturales, 2023). Está definido por la CRS (Constant Retarding Stress), la condición CRS es una ley reológica derivada del análisis de balance de energía de Dade & Huppert (1998) que establece que el esfuerzo de retardo es constante (CRS), independiente de cualquier otro parámetro de flujo (Kelfoun & Druitt, 2005; Kelfoun et al., 2009). Los valores oscilan entre 500-700 Pa (Lowe et al., 1986) para lahares.

Densidad: Relación entre la masa que ocupa una cantidad de volumen determinado. Para flujo de escombros la densidad varía entre 1800 y 2400 kg/m^3, para flujos hiperconcentrados entre 1300 y 1800 kg/m^3 (Thouret et al., 2020).

Ángulos de fricción interna y basal: Ángulos cuyas tangentes son los coeficientes de fricción interna y basal (Real Academia de Ciencias Exactas, Fisicas y Naturales, 2023).

A continuación, se presenta los valores asignados para la simulación de lahares hiperconcentrados, cabe recordar que se toma en cuenta flujos hiperconcentrados debido al mayor registro de depósitos de este tipo en las principales quebradas del volcán Misti (tabla 8).

Tabla 8

Parámetros de entrada para las simulaciones de lahares con VolcFlow.

Escenario	Alto Peligro	Moderado Peligro	Bajo Peligro
DEM (m/pixel)	4	6	8
Volumen	Por quebrada y unión de microcuencas		
Duración del evento (s)	10800	10800	10800-18000 (en caso de los ríos)
Tiempo de alimentación (s)	600	1200	3200
Coeficiente de turbulencia	0.05		
Delta basal	0		
Delta interno	0		
Viscosidad (Pa. s)	0.5		
Cohesión (Pa)	20		
Densidad de Flujo (kg/m^3)	1500		

7. RESULTADOS

En base a los 3 escenarios propuestos con precipitación pluvial de 30, 50 y 124.5 mm, se han realizado simulaciones con el VolcFlow. Con esta precipitación se ha podido zonificar el peligro. Los resultados fueron georreferenciados y digitalizados para su interpretación.

MAPA DE PELIGROS POR LAHARES

El mapa de peligros por lahares presenta zonas de alto, moderado y bajo peligro, que podrían ser afectados durante la generación de lahares por precipitaciones intensas o durante una erupción explosiva del volcán Misti (figura 4.9). En este mapa se abarca la zona de influencia del volcán Misti, definidas por las quebradas principales que inician su cauce en el volcán Misti y que atraviesan la ciudad de Arequipa. Cabe mencionar que el límite del área del peligro deber ser considerado como transicional.

La **zona de alto peligro (rojo)** puede ser afectada por lahares generados por lluvias de hasta 30 mm. Se observa que dichos lahares tendrían un alcance desde 20 y 30 km desde su punto de inicio. La zona de alto peligro afecta principalmente al fondo de las quebradas, el cauce medio de la zona urbana de Arequipa, sin embargo, se tiene mayor área de afectación en: Av. Venezuela, Av. Los Incas, Av. La Marina y Av, Sepúlveda, Parque Selva Alegre, Chilina, Porongoche, Terminal Terrestre, Paucarpata.

La **zona de moderado peligro (anaranjado)** puede ser afectada lahares generados por lluvias de hasta 50 mm. Se observa que dichos lahares tendrían un alcance desde 20 y 30 km, iniciando desde su punto de inicio.

Las principales zonas que pueden ser afectadas son las siguientes: Av. Venezuela, Av. Los Incas, Av. La Marina, Av, Sepúlveda y Av. Arancota, Parque Selva Alegre, Chilina, Porongoche, Terminal Terrestre, Paucarpata.

La **zona de bajo peligro (amarillo)** puede ser afectada lahares generados por lluvias de hasta 124.5 mm. Se observa que dichos lahares tendrían un alcance desde 20 y 30 km desde su punto de inicio.

Las principales zonas que pueden ser afectadas son las siguientes: Av. Venezuela, Av. Los Incas, Av. La Marina, Av, Sepúlveda y Av. Arancota, Parque Selva Alegre, Charcani, Chilina, Porongoche, Terminal Terrestre, Paucarpata, Chiguata, Socabaya y Tingo Grande.

La delimitación de las zonas es el resultado integrado de un análisis cuantitativo que considera múltiples escenarios eruptivos escogidos de acuerdo a los registros geológicos del volcán Misti.

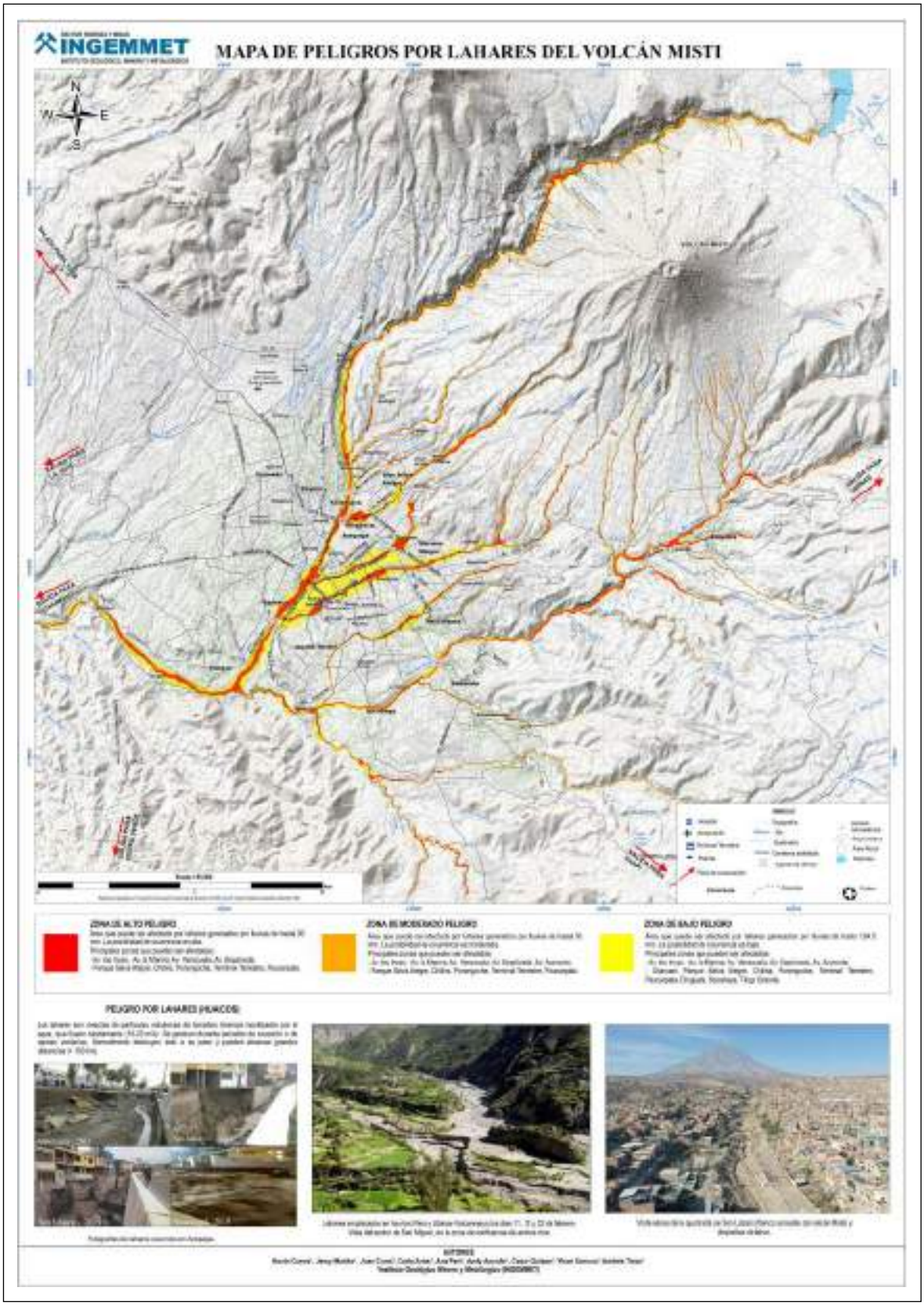


Figura 4.9 Mapa de peligros por lahares del volcán Misti.

4.2 MAPA DE PELIGROS POR CAÍDAS PIROCLÁSTICAS

Las erupciones explosivas emiten fragmentos de roca o piroclastos que son expulsados de manera violenta hacia la atmósfera para formar así una columna eruptiva densa que, a veces, puede alcanzar varias decenas de kilómetros de altura. Las tefras están constituidas por pómez, escoria, ceniza y fragmentos líticos de diversos tipos (accidentales, accesorios, etc.). 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, para luego caer y formar una capa de varios milímetros o centímetros de espesor. La distancia alcanzada por los fragmentos de roca dependerá de la magnitud de la erupción, de la distancia al cráter y de la velocidad del viento. Se denomina piroclastos de caída o "tefra" a los materiales volcánicos sueltos acumulados por este mecanismo de emplazamiento. Las partículas pueden cubrir y afectar extensas áreas, de algunas centenas de km^2 a mayores de 800 km2 (Cas y Wright, 1987).

En el sur peruano todos los volcanes activos a lo largo de su evolución han presentado actividad explosiva, con la emisión de volúmenes variables de ceniza y lapilli, los cuales afectaron poblados, obras de infraestructura y el medio ambiente. Se puede citar los efectos provocados por la gran erupción del volcán Huaynaputina —ocurrida en el año de 1600 d.C. o los efectos ocasionados por la actividad intermitente de los volcanes Ubinas y Sabancaya ocurridos al menos los últimos 500 años (Fotografía 4.1).

Fotografía 4.1 Explosión vulcaniana del volcán Sabancaya registrada el 6 de marzo de 2017, que formó una columna eruptiva de gases y ceniza de aproximadamente 2 km de altura. Fotografía del Ingemmet.

El espesor y el área afectada por la caída de lapilli y ceniza dependerá de la magnitud de la erupción que las genera (principalmente del volumen de magma involucrado y de la altura de la columna eruptiva) y también de la dirección predominante y velocidad de los vientos sobre el volcán. Entre los efectos adversos que puede ocasionar la caída de ceniza deben considerarse los problemas a la salud (dificultad para respirar e irritaciones en piel y ojos), la reducción de la visibilidad para la circulación vial, la contaminación de fuentes de agua y diversos daños a los cultivos. En grandes cantidades, la ceniza puede provocar el colapso de los techos de viviendas, especialmente si está húmeda. Por otra parte, las nubes de ceniza son un peligro para la aviación, por los daños que pueden generar a los motores de las aeronaves en vuelo y en las pistas de los aeropuertos. La lixiviación de cenizas puede resultar en la contaminación de los recursos hídricos (Stewart et al., 2006), causar daños a la agricultura, pastos y ganados; afectar el ecosistema acuático (Haeckel et al., 2001). Los efectos a la infraestructura y condiciones de vida están relacionados con el colapso de techos por la acumulación de tefra; la afectación de la circulación en vías de comunicación, ya que su acumulación en calles y carreteras impide la tracción de las llantas y la interrupción de las operaciones aeroportuarias (Blong, 1984). Además, podrían ser afectados la central hidroeléctrica de Charcani que brinda energía eléctrica a la ciudad de Arequipa, la represa Aguada Blanca que proporciona agua potable a Arequipa.

Varios encuentros de aeronaves en ruta con las nubes de cenizas volcánicas han demostrado los efectos nocivos de las partículas piroclásticas en los aviones modernos, que abarcan la pérdida de poder y el malfuncionamiento de motores, daños graves a las turbinas, parabrisas y fuselaje (Casadevall et al., 1996; Prata, F., & Rose, B., 2000).

La acumulación de unos pocos milímetros de ceniza es suficiente para causar la interrupción o el cierre del aeropuerto, lo que implica millones de dólares en pérdidas económicas. Como ejemplo, durante la reciente erupción del Chaitén en Chile (mayo 2008), varios aeropuertos argentinos sufrieron el cierre temporal o prolongado debido a los depósitos de cenizas finas que, en la mayoría de los casos, afectaron a las áreas operativas (Folch et al., 2008). En el episodio de actividad actual del volcán Popocatépetl, que inició en 1994, se ha producido el cierre de los aeropuertos de Puebla en varias ocasiones. La erupción del volcán islandés Eyafjallajökull, en abril-mayo 2010, causó un cierre sin precedentes del espacio aéreo europeo y del Atlántico Norte, con pérdidas económicas globales de 5,000 millones de dólares y fue un claro recordatorio de la vulnerabilidad de nuestra sociedad frente a las erupciones explosivas. Actualmente en Europa, las operaciones de vuelo se permiten con concentraciones de ceniza inferiores a 2 mg/m3 (Martin Del Pozzo, et al., 2017).

METODOLOGÍA DE ELABORACIÓN DEL MAPA DE PELIGROS

Para la elaboración del mapa de peligros por caídas de tefras, hemos seguido los siguientes pasos:

1. RECOPILACIÓN DE INFORMACIÓN

Se realizó una recopilación de información en base a caídas piroclásticas, producto de erupciones explosivas (tabla 9 y 10).

Tabla 9

Recopilación de información de erupciones recientes que produjeron caídas piroclásticas. Se muestran el volumen, altura de columna, IEV.

VOLCÁN	AÑO ERUPCIÓN	VOLUMEN	ALTURA DE COLUMNA SOBRE EL NIVEL DEL CRATER	IEV	FUENTE
Misti	1440-1470	0.006 km^3	5 km	2	Mariño 2016
Sabancaya	1988-1998	0.025 km^3	5 km	2	Gerbe 2004
Sabancaya	2016-actual	0.013551 km^3	5.5 km	2	INGEMMET, 2023
Ubinas	2006-2009	0.04 km^3	4.5 km	2	Rivera 2011, Mariño 2011
Ubinas	2013-2014	0.0042 km^3	4.5 km	2	Rivera 2011, Mariño 2011
Villarica	2015	0.0023 km^3	10.5 km	3	Romero 2018
Ubinas	980 A.P.	2.8 km^3	10 km	3	Rivera 1998, Thouret 2005
Yucamane	3270 A.P.	0.016 km^3	11.5 km	3	Vela 2015
Ticsani	<1600 D.C.	0.4 km^3	15 km	4	Mariño 2002
Chaiten	2008	0.17 km^3	10 km	4	Carn 2009
Reventador	2002	0.34 km^3	17 km	4	Le Pennec 2003,
Misti	14 000 A.P.	0.6 km^3	25 km	4	Cacya 2007
Misti	2050 A.P.	0.6 – 1.4 km^3	24 - 29 km	4-May	Cobeñas et al., 2012, Harpel et al., 2011
Misti	33 7000 A.P.	0.8 km^3	25 km	5	Cuno 2019, Harpel et al., 2023

Tabla 10

Resumen de datos de magnitud y frecuencia para cada peligro volcánico en el Misti (Tomado de Sandri et al., 2014).

ESTILO DE ERUPCIÓN	VOLUMEN APROXIMADO	TIEMPO DE RETORNO (años)
Vulcaniana	1 x 10^6 m^3	500 a 1000
Subpliniana a Pliniana	<1 x 10^6 m^3	2000 a 4000

2. PLANTEAMIENTO DE ESCENARIOS ERUPTIVOS

ERUPCIONES PARA UN IEV 1-2: VULCANIANA

En este primer escenario se considera inicialmente las erupciones vulcanianas las que presentan una actividad eruptiva intermitente de corta duración o puede darse pulsos durante un largo periodo de tiempo, generando columnas eruptivas que podrían alcanzar entre 5-10 km sobre el cráter (Sigurdsson et al., 2000) expulsando fragmentos de cenizas, lapilli de pómez y bombas.

El depósito vulcaniano mejor estudiado del volcán Misti corresponde a una erupción ocurrida entre 1440-1470 d.C con un IEV 1-2 (Thouret et al., 2001). En base a los depósitos de caída piroclástica encontrados al oeste y suroeste del volcán Misti (ruta Arequipa-Charcani, Pastores, Tres Arbolitos), se estima que en el volcán Misti ocurren aproximadamente erupciones vulcanianas con IEV 1-2 cada 500 a 1500 años (Thouret et al., 2001).

Actualmente, tenemos erupciones de los volcanes Sabancaya y Ubinas, que se pueden usar como ejemplos análogos de IEV entre 1-2. El volcán Sabancaya ubicado a 76 km al noreste de la ciudad de Arequipa, ha tenido el penúltimo periodo eruptivo durante 1988-1998. La actividad explosiva consistió en eventos vulcanianos y freatomagmáticos. Las cenizas fueron de composición andesíticas a dacíticas. Las columnas eruptivas que alcanzó esta erupción fueron de 1 – 5 km, las cenizas se dispersaron a 12 km del cráter del volcán. (Gerbe et al., 2004). El volumen aproximado de material volcánico emitido fue de 0.025 km^3 (Thouret et al., 1994), considerándose un IEV de 2. La más reciente actividad empezó con un proceso pre-eruptivo en febrero de 2013 continuando con la etapa eruptiva, iniciado en noviembre de 2016, que persiste hasta la fecha de la edición de este documento. La dispersión predominante de ceniza es al este, sureste y noreste del volcán, acumulándose ceniza con un volumen aproximado de 0.0003 km^3 entre el periodo octubre 2019 - octubre de 2020 (Valdivia D., 2020).

Por otra parte, otras erupciones análogas al Misti son las registradas por el volcán Ubinas, el que tuvo un reciente periodo eruptivo entre 2006-2009 de tipo vulcaniano con un IEV 2 (Mariño et al., 2011). 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). Hasta el 2007 el volumen de cenizas era aproximadamente 0.04 km^3, que sugieren que el volumen de magma inyectado hasta ese tiempo era reducido. (Rivera et al., 2011). Durante el 2013 al 2014 se emitieron cenizas que alcanzaron una columna eruptiva de hasta 4.5 km sobre el cráter. En base a los mapas de isópacas, se estimaron los volúmenes mínimos de ceniza emitida por el volcán Ubinas, hasta abril, junio y agosto 2014; y se obtuvieron volúmenes de 800,000; 1´400,000 y 2´000,000 m^3, respectivamente. El 19 de julio de 2019, se registró una de las actividades explosivas vulcanianas más energéticas de los últimos años en el Ubinas, con un volumen estimado de 350,000 m^3 de productos volcánicos. La altura de la columna eruptiva alcanzó los 6 500 m sobre el cráter, los fragmentos de hasta 2.5 cm alcanzaron hasta una distancia de 3.5 km del cráter (Ramos et al., 2019). Durante el junio a setiembre de 2023, se registró el último periodo eruptivo del volcán Ubinas, el que presentó una columna eruptiva de hasta 5.5 km, volumen de más de 300, 000 m^3, IEV 2 (Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 2023 a, b).

ERUPCIONES PARA UN IEV 3-4: SUBPLINIANA

En este escenario consideramos erupciones del tipo **subplinianas** a **plinianas**, que tienen un volumen en orden hasta los 108 m3 de piroclastos y las columnas eruptivas pueden alcanzar entre 10-30 km de altura sobre el nivel del mar (Newhall & Self, 1982; Simkin & Siebert, 1994, Cioni et al., 2008) y depositar caídas piroclásticas de varios decímetros de espesor a más de 10 km de distancia desde el cráter.

La erupción de 2015 del volcán Villarrica en Chile, tuvo una columna eruptiva de 10.5 km de altura, dispersando tefras al noreste del volcán, una capa de escorias entre los 6-8 km, y en distancias de 9-19 km lapilli y partículas individuales a distancias de 20-43 km, calculándose un volumen promedio de 2.3×10^6 m^3 de tefras, siendo catalogado con un IEV entre 2-3 (Romero et al., 2018).

Para estas erupciones, registramos un volcán análogo en Chile que es el Calbuco, él cual en abril del año 2015 produjo una erupción subpliniana de IEV 4, con un volumen de tefra de 0.38 km^3 con una altura de 15-17 km m s.n.m., generando flujos piroclásticos de 0.03 km^3 volumen alcanzando hasta 6 km de distancia al noreste del volcán (Castruccio et al., 2016). Además, en el año 2008 durante la erupción del volcán Chaitén (Chile) también de IEV 4, la columna eruptiva alcanzó poco más de 10 km de altura y el volumen de tefras emitido fue mayor a 1.7×10^8 m^3 (Carn et al., 2009).

En el sur del Perú la erupción del volcán Ubinas que ocurrió hace 980 años A.P., la última erupción pliniana del volcán Ubinas que depositó una capa de caída de lapilli pómez andesítico de 4.5 m de espesor a 6 km al SE del volcán. (Rivera et al., 2011). Los depósitos de caída de ceniza de hasta 25 cm de espesor a más de 40 km del cráter (Rivera, 1998; Thouret et al., 2005).

En la región de Tacna el volcán Yucamane hace 3270 años A.P., produjo una erupción subpliniana de IEV 3, produjo una columna eruptiva aproximadamente de 11.5 km de altura sobre el nivel del mar. (Vela, 2015).

El depósito de caída de lapilli pómez "Ticsani Gris", es el depósito de caída más importante, producto de una erupción con una columna eruptiva de aproximadamente 15 km. La isópaca de 1 cm cubrió aproximadamente 806 km^2 y el volumen del depósito es no menor de 0,4 km^3, catalogándose como IEV de 4. Cubre áreas hacia el este, sureste y noreste del volcán Ticsani, formando extensas planicies desérticas, tales como, Pampa Camaña, Pampa Humajalso, Pampa Cotapampa y Pampa Chilota (Mariño, 2002; Mariño & Thouret, 2003).

Se tienen afloramientos en la zona occidental del volcán Misti, en los 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, los que están asociados posiblemente a erupciones explosivas de IEV 3-4. Por lo explicado anteriormente, se estima que en el volcán Misti ocurren erupciones de IEV 3-4, cada 2 a 4 mil años, aproximadamente (Sandri et al., 2014).

La erupción del volcán Misti de hace 2050 años A.P., emplazó depósitos de caída de piroclásticas en toda el área de Arequipa y ha podido ser identificado a más de 25 km al suroeste del cráter. Las isópacas de 50, 10 y 5 cm pasan aproximadamente a 6, 19 y 28 km, respectivamente, al SO del cráter (Thouret et al., 2001; Cobeñas et al., 2012). En base al análisis de isópacas, Harpel et al., 2011, postula que el volumen de tefras emitido durante esta erupción fue de 1.4 km^3 y 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 San Lázaro, Huarangal, Agua Salada, Peña Colorada-Moto Honda-Grande y río Chili.

ERUPCIONES PARA UN IEV 5: PLINIANA

Las erupciones plinianas de IEV 5 son violentas, debido a que el magma posee alto contenido de gases y puede emitir un gran volumen de material piroclástico, donde las columnas eruptivas podrían llegar a las troposfera y estratosfera, con alturas mayores a los 25 km (Newhall & Self, 1982). Durante estas erupciones se generan voluminosas caídas de lapilli de pómez, cenizas, flujos piroclásticos; donde las partículas más finas (<0.063 mm) pueden quedar suspendidas en la atmosfera y recorrer el planeta entero.

Los depósitos de caídas piroclásticas estudiadas que representan erupciones de IEV 5 del volcán Misti son las caídas piroclásticas de hace 38.5-32.4 ka, denominada Sacarosa (Cuno J. 2019; Harpel et al., 2023), caída piroclástica denominado Autopista, (Thouret et al., 2001; Cacya et al., 2007; Cobeñas, 2009, Harpel et., 2018), caída Sándwich Inferior (Escobar, 2021). La caída piroclástica denominada Autopista, se estima su emplazamiento hace 14 ka, ligada a una erupción pliniana emplazado hacia el oeste del volcán Misti. Se estima generó una altura de columna eruptiva entre 22 y 25 km, con un volumen mayor a 0.6 km^3, la tefra se depositó entre 20 y 25 km al oeste desde el cráter y a esta erupción se le asigna un IEV 4-5 (Cacya et al., 2007). Harpel et al., 2023, menciona que la caída "Sacarosa" tiene una edad de 38.5 ka y 32.4 ka, con IEV 5, siendo una de las erupciones más grandes emitidas por el volcán Misti.

3. PARÁMETROS DE ENTRADA PARA LA SIMULACIÓN CON ASH 3D

Antes y durante las erupciones, es importante anticipar dónde podrían moverse las nubes de ceniza y dónde podrían caer los depósitos. Para este propósito, el Servicio Geológico de EE. UU. Ha desarrollado el modelo Ash 3d (Mastin et al., 2013).

El Ash 3D es un modelo Euleriano tridimensional que varían en el tiempo y otras propiedades meteorológicas de modelos numéricos de predicción del tiempo para simular el transporte de las cenizas en el aire en condiciones atmosféricas actuales o históricas, dispersión y depositación de tefra. El modelo simula la advección del viento, difusión turbulenta y sedimentación de la ceniza inyectada a la atmósfera en una columna eruptiva. A su vez la advección del viento se calcula usando datos de viento preexistentes que varía con el tiempo y métodos que usan volúmenes finos de materiales. Adicionalmente se utiliza el principio de conservación de masa y se lo une con los datos de viento en un sistema cartesiano local, dentro de un sistema global esférico que representa la Tierra. La velocidad de caída, distribución y duración del transporte se ve influenciada por un numero arbitrario de tamaño de grano designada por el programa, pero la distribución vertical de la masa y elevación son calculadas usando una distribución de Suzuki (Schwaiger et al., 2012).

La distribución de Suzuki se encuentra basado en considerar la dispersión de tefra en función de algunos factores: la masa total, diámetro medio y desviación estándar del material emitido a la atmosfera, velocidad del viento, altura de la columna eruptiva y la difusión de las partículas de la columna eruptiva (Suzuki, 1983). Básicamente se logra formular un modelo de dispersión de dos dimensiones (vertical-horizontal) de partículas en la atmósfera.

Ash 3D usa el principio que, en un evento eruptivo, el volumen de ceniza es relativamente insignificante comparado al volumen total del aire. Posteriormente, utilizando una malla horizontal, resuelve la conservación de la masa en cada celda mediante el seguimiento de la concentración de la masa con el tiempo. La difusión turbulenta se considera constante de Ash 3D (Schwaiger et al., 2012).

Los resultados se utilizan de varias formas. La información del viento que emplea ASH3D es del NOAA Global Forecast System Numerical Weather Predicon Model (Servicio Nacional del Clima de los Estados Unidos). Cuando los volcanes amenazan con entrar en erupción, el USGS ejecuta simulaciones diarias para anticipar dónde pueden moverse las nubes de ceniza o dónde pueden depositarse los depósitos. Los resultados del modelo se publican públicamente, por ejemplo, en el Observatorio de Volcán de Alaska.

A continuación, se presentan los principales parámetros de entrada (tabla 11) para la simulación con Ash 3D:

- **ALTURA DE LA COLUMNA SOBRE EL NIVEL DEL MAR:**

Para calcular la altura de la columna como insumo base se requiere un mapa de isopletas, el cual nos proporciona la distancia del sotavento (downwind) y viento cruzado (crosswind) de cada isopleta dibujada, y luego se aplica el método de Carey y Sparks (1986), donde se calcula la altura de la columna eruptiva.

- **VOLUMEN EQUIVALENTE DE ROCA DENSA:**

El DRE (equivalente de roca densa) es básicamente el volumen calculado del material emitido por una erupción, corregido a una densidad asumida, equivalente a la densidad del magma sin burbujas (Sidgurson et al., 2015). El volumen DRE del magma se obtiene mediante la división de la masa del magma emitido (masa densa equivalente del material juvenil) entre la densidad del magma sin vesículas.

- **DURACIÓN DE LA SIMULACIÓN:**

24 horas (parámetro por defecto de ASH3D; se puede cambiar si deseas).

- **DURACIÓN DE LA ERUPCIÓN:**

La duración de una erupción es el parámetro que define el tiempo de emisión de los productos de caída. Por lo tanto, el volumen de magma producido por una erupción es directamente proporcional al tiempo e inversamente proporcional a la tasa de emisión del magma (MER).

Tabla 11

Parámetros de entrada en la simulación de ASH 3D para caídas de ceniza y/o lapilli.

ESCENARIO ERUPTIVO	DURACIÓN DE LA SIMULACIÓN	DURACIÓN DE LA ERUPCIÓN	ALTURA DE LA PLUMA SOBRE EL NIVEL DEL MAR	VOLUMEN DRE	REFERENCIA
VEI 1-2	24 horas	3 horas	10 km	0.006 km^3	Erupción del siglo XV - Misti
VEI 3-4	24 horas	6 horas	27 km	0.5 km^3	Erupción de hace 2050 años - Misti
VEI 5	24 horas	9 horas	30 km	1 km^3	Erupción hace 38.5 a 32.4 ka - Misti

Ash 3D se puede utilizar mediante el enlace https://vsc-ash.wr.usgs.gov/ash3d-gui/#!/. Los datos de viento se toman automáticamente de la base de datos de la National Oceanic Atmospheric Administration (NOAA).

4. RESULTADOS

Se han realizado 3000 simulaciones utilizando el Ash3D, realizadas por INGEMMET en colaboración con el equipo del Dr. Larry Mastin de la USGS. Se usaron los servidores de la USGS, cuyos resultados fueron georreferenciados y digitalizados para su interpretación (figura 4.10, 4.11 y 4.12). Estas simulaciones nos sirven para conocer las zonas susceptibles a ser impactadas por una eventual erupción del volcán Misti.

SIMULACIONES DE ERUPCIONES CON IEV 2

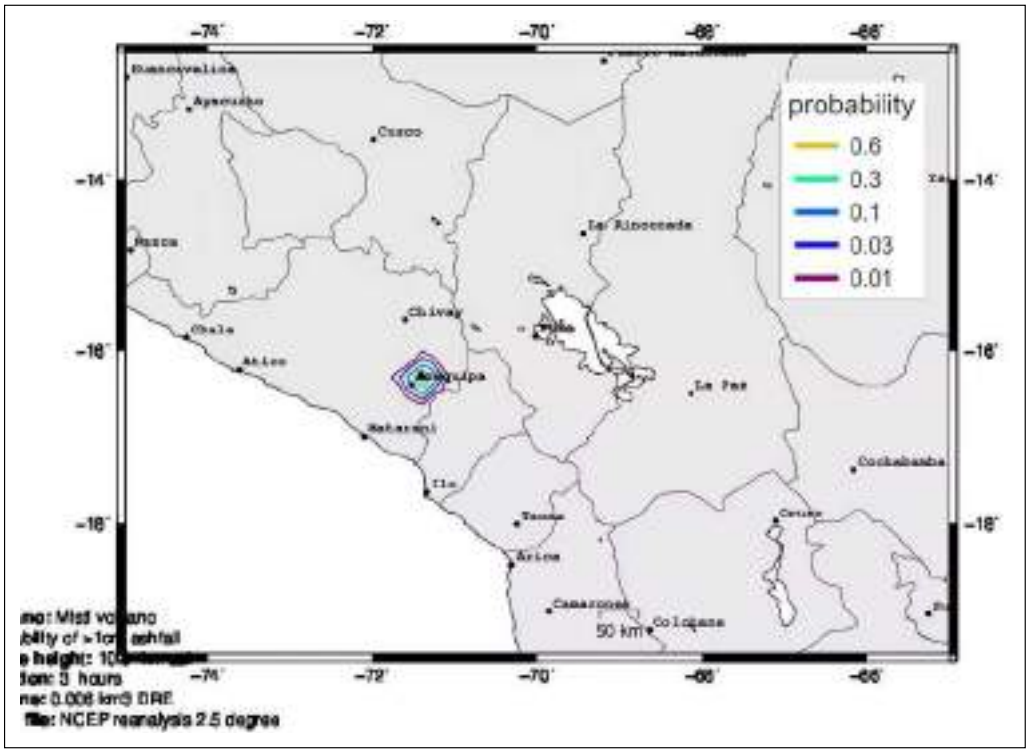


Figura 4.10 Resultado de simulaciones de caídas de ceniza y/o lapilli, considerando un volumen DRE de 0.006 km^3.

SIMULACIONES DE ERUPCIONES CON IEV 3-4

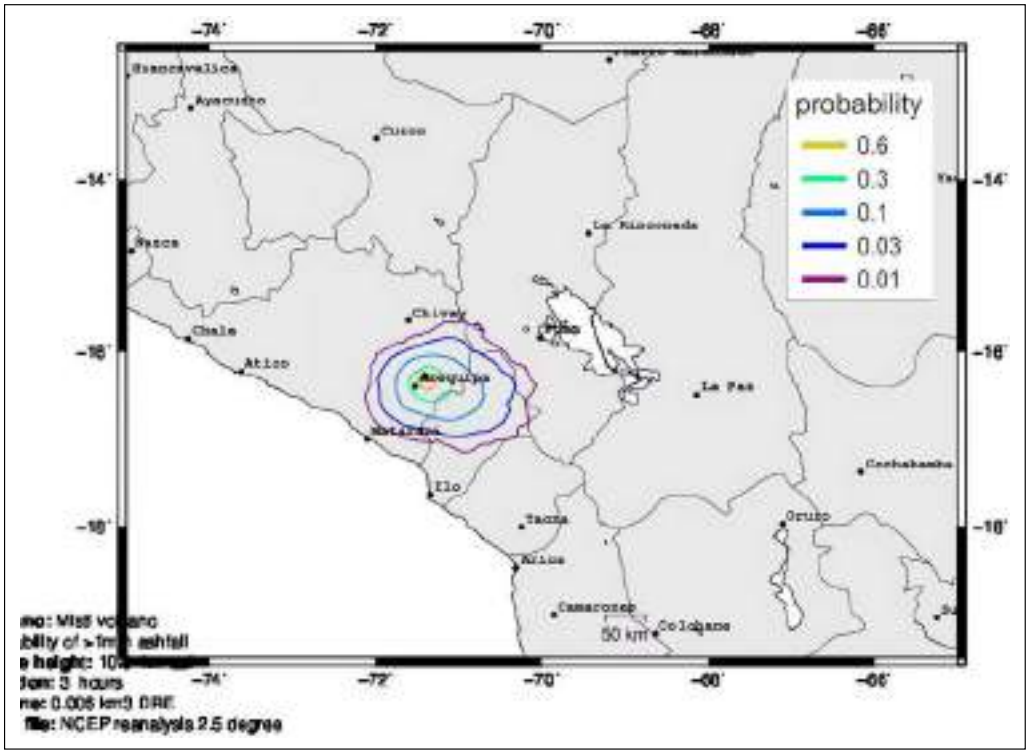


Figura 4.11 Resultado de simulaciones de caídas de ceniza y/o lapilli, considerando un volumen DRE de 0.006 – 0.5 km^3.

SIMULACIONES DE ERUPCIONES CON IEV 5

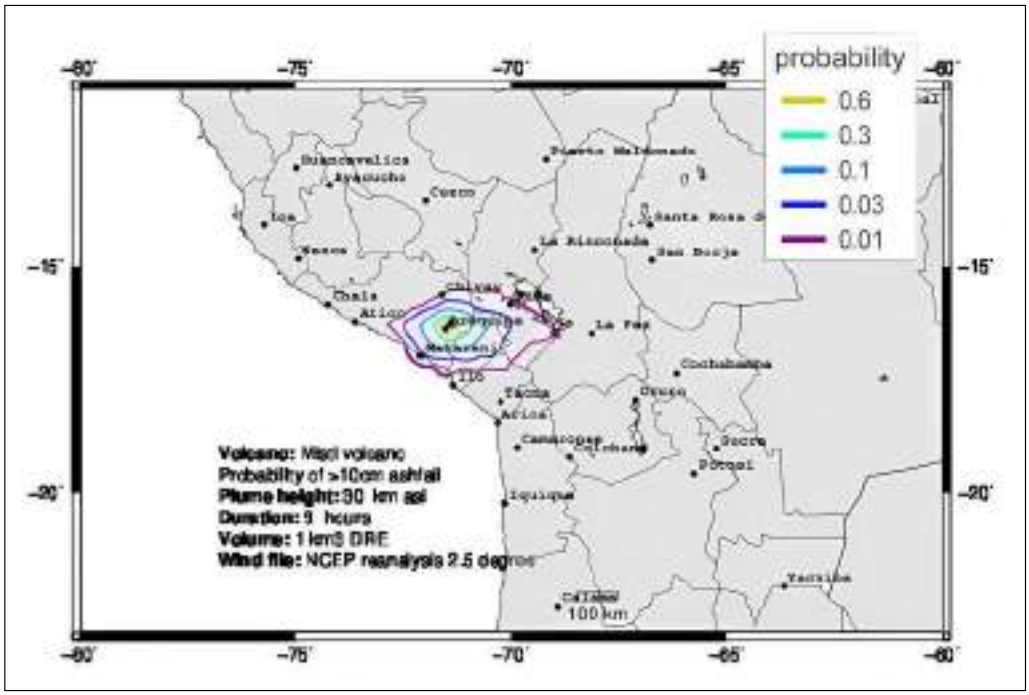


Figura 4.12 Resultado de simulaciones de caídas de ceniza y/o lapilli, considerando un volumen DRE de 1 km^3.

MAPA DE PELIGROS POR CAÍDAS PIROCLÁSTICAS DEL VOLCÁN MISTI

Para delimitar las zonas con diferentes grados de peligrosidad, se utilizaron mapas de isópacas de erupciones pasadas en el volcán Misti, considerando 3 escenarios eruptivos que puedan ocurrir en el volcán Misti (IEV 2, IEV 3-4 y IEV 5).

Para la construcción de este también se consideraron las direcciones y velocidades predominantes de los vientos, quienes controlan la dirección preferente de dispersión de las cenizas. Se tienen 2 direcciones preferentes; entre abril y octubre (meses sin lluvia) se dirigen preferentemente en dirección E, SE y SSE; mientras que entre noviembre y marzo (meses con lluvia) se dirigen principalmente en dirección O, SO y SSO. Se ha realizado una roseta con datos del NOAA NCEP/NCAR Reanalysis 2, de 2000 al 2022, obtenidos del TephraProb, considerando las altitudes de 5,900 a 31,000 m s.n.m (figura 4.13). Considerar que los límites de cada zona de peligro son gradacionales.

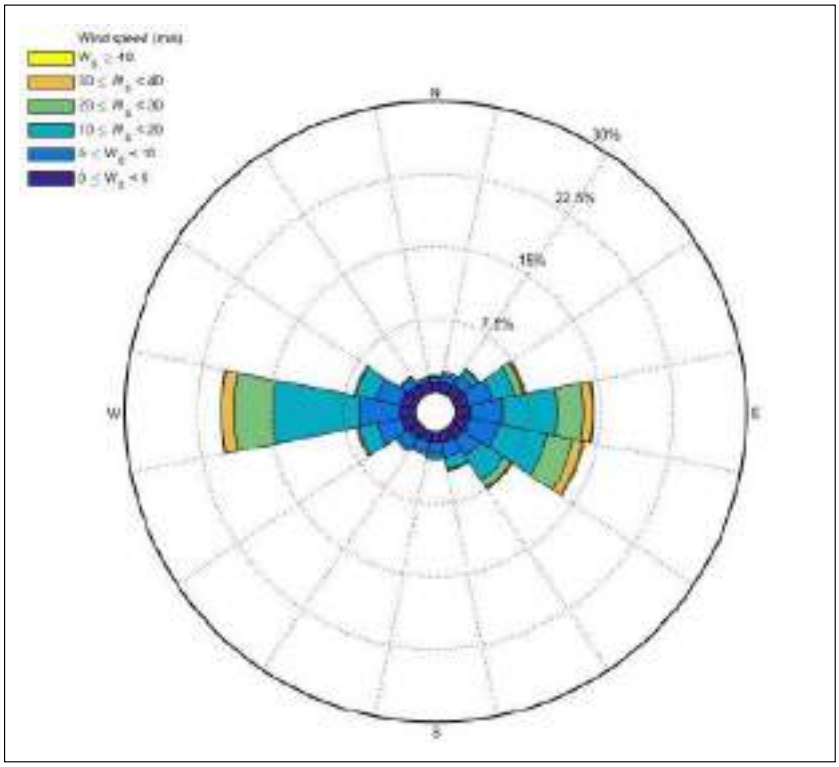


Figura 4.13 Roseta que muestra la dirección preferente de vientos (E, SE-O, SO), entre las altitudes de 5,900 a 31,000 m s.n.m. Las escalas de color muestran las velocidades de los vientos. Fuente INGEMMET, con datos del NOAA NCEP/NCAR Reanalysis 2, 2000 al 2022.

ERUPCION VOLCÁNICA CON IEV 1-2

Corresponde a una caída de ceniza y lapilli, con un volumen DRE de 0.006 km^3 y una altura de columna de 10 km sobre el nivel del mar. Para delimitar las simulaciones, se utilizó como referencia el mapa preliminar de isópacas de la erupción del siglo XV (Thouret et al., 2001).

La zona de alto peligro (Rojo) puede ser afectada por caídas de ceniza de más de 5 cm de espesor (figura 4.14). La dispersión es O-E, SE con un alcance de hasta 15 km. La parte alta de los distritos de Alto Selva Alegre, Miraflores, Mariano Melgar, Paucarpata y el distrito de Chiguata, podrían ser afectados por la caída de ceniza y lapilli; además, se vería afectadas la central hidroeléctrica de Charcani I-II-III-IV-V.

La zona de moderado peligro (Anaranjado) puede ser afectada por caídas de ceniza de más de 1 cm de espesor. La dispersión es O-E, SE con un alcance de hasta 36 km. Los distritos anteriormente mencionados, sumando a Arequipa Metropolitana, Yanahuara, Cayma, Chiguata, Yarabamba, Uchumayo, Yura, Cerro Colorado, Sachaca, Tiabaya, Jose Luis Bustamante y Rivero, Socabaya, Hunter, Mollebaya, Quequeña, Salinas Moche. Además de la Central Hidroeléctrica de Charcani (que brinda electricidad a Arequipa), la represa Aguada Blanca (que brinda agua potable a la ciudad), podrían ser afectados el Aeropuerto Internacional Rodríguez Ballón de Arequipa, la Mina de Cerro Verde, Inkabor (Empresa de Boratos), por la caída de ceniza y lapilli.

La zona de bajo peligro (Amarillo) puede ser afectada por caídas de ceniza igual o más de 1 cm de espesor. La dispersión es O-E, SE con un alcance de hasta 50 km. Los distritos e infraestructuras anteriormente mencionadas, además de la Fábrica de Cementos Yura, podrían ser afectados por caídas de ceniza y lapilli. Las caídas podrían llegar hasta Puquina en la Región de Moquegua.

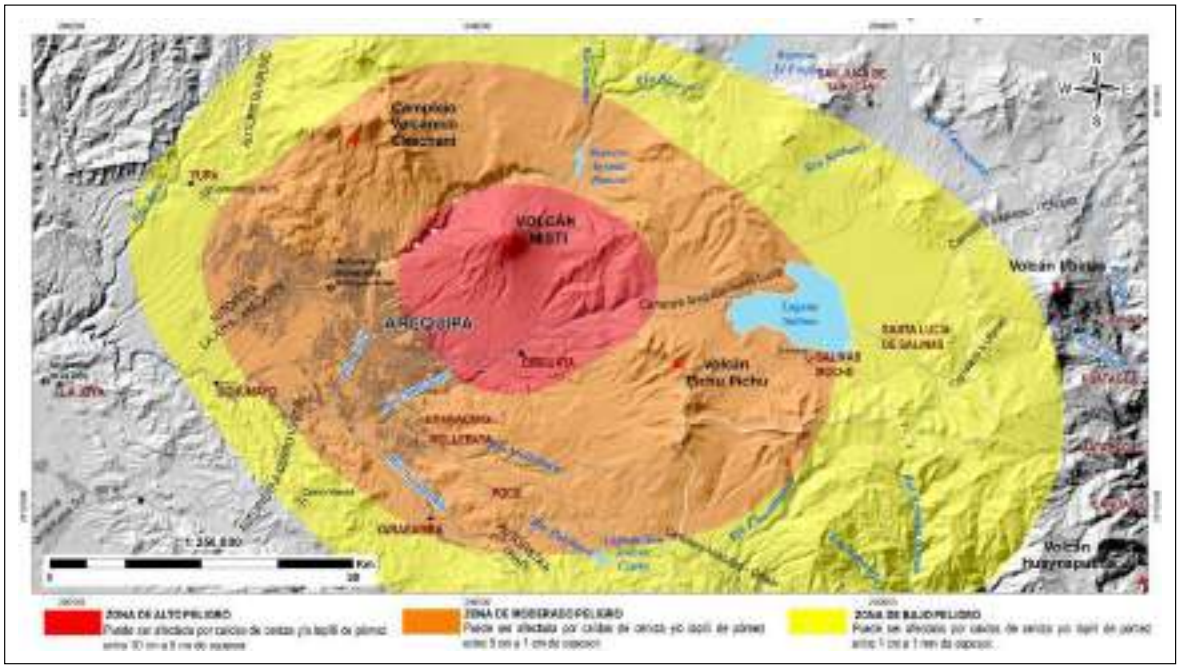


Figura 4.14 Mapa de peligros por caída de ceniza y/o lapilli del volcán Misti para erupciones con IEV 1-2.

ERUPCION VOLCÁNICA CON IEV 3-4

Corresponde a una caída de ceniza y lapilli, con un volumen DRE de 0.5 km^3, una altura de columna de 27 km sobre el nivel del mar. Para delimitar las simulaciones, se utilizó como referencia el mapa de isópacas de la erupción de hace 2050 años B.P. (Harpel et al., 2011; Cobeñas et al., 2012).

La zona de alto peligro (rojo) puede ser afectada por caídas de ceniza de más de 10 cm de espesor (figura 4.15). La dispersión es O-E, SE con un alcance de hasta 40 km. Los distritos de Arequipa Metropolitana, Alto Selva Alegre, Miraflores, Mariano Melgar, Paucarpata, Yanahuara, Cayma, Cerro Colorado, Yura, Chiguata, Yarabamba, Salinas Moche, podrían ser afectados por la caída de ceniza y lapilli; además, se verían afectados la Central Hidroeléctrica de Charcani (que brinda electricidad a Arequipa), el Aeropuerto Internacional Rodríguez Ballón de Arequipa, Inkabor (Empresa de Boratos) y la represa Aguada Blanca.

La zona de moderado peligro (anaranjado) puede ser afectada por caídas de ceniza de más de 5 cm de espesor. La dispersión es O-E, SE con un alcance de hasta 60 km. Los distritos anteriormente mencionados, sumando a Uchumayo, Sachaca, Tiabaya, Jose Luis Bustamante y Rivero, Socabaya, Hunter, Sabandía, Characato, Mollebaya, Quequeña, Pocsi, San Juan de Tarucani, la Joya. Además de la Central Hidroeléctrica de Charcani (que brinda electricidad a Arequipa), del Aeropuerto Internacional Rodríguez Ballón de Arequipa, Inkabor (Empresa de Boratos) y la represa Aguada Blanca (que brinda agua potable a la ciudad), podrían ser afectados la Mina de Cerro Verde, la Fábrica de Cementos Yura y la represa el Frayle, por la caída de ceniza y lapilli.

La zona de bajo peligro (amarillo) podrían ser afectada por caídas de ceniza igual o más de 1 cm de espesor. La dispersión es O-E, SE con un alcance de hasta 140 km.

Los distritos e infraestructuras anteriormente mencionados, además de la Mina de Chapi, el embalse Pasto Grande y la laguna Salinas Aguada Blanca, podrían ser afectados por caídas de ceniza y lapilli. Las caídas podrían llegar hasta Puquina, Coalaque, Omate, Quinistaquillas, Matalaque, Ubinas, Chojata, Lloque, Yunga, Ichuña, San Cristobal, Carumas, en la Región de Moquegua.

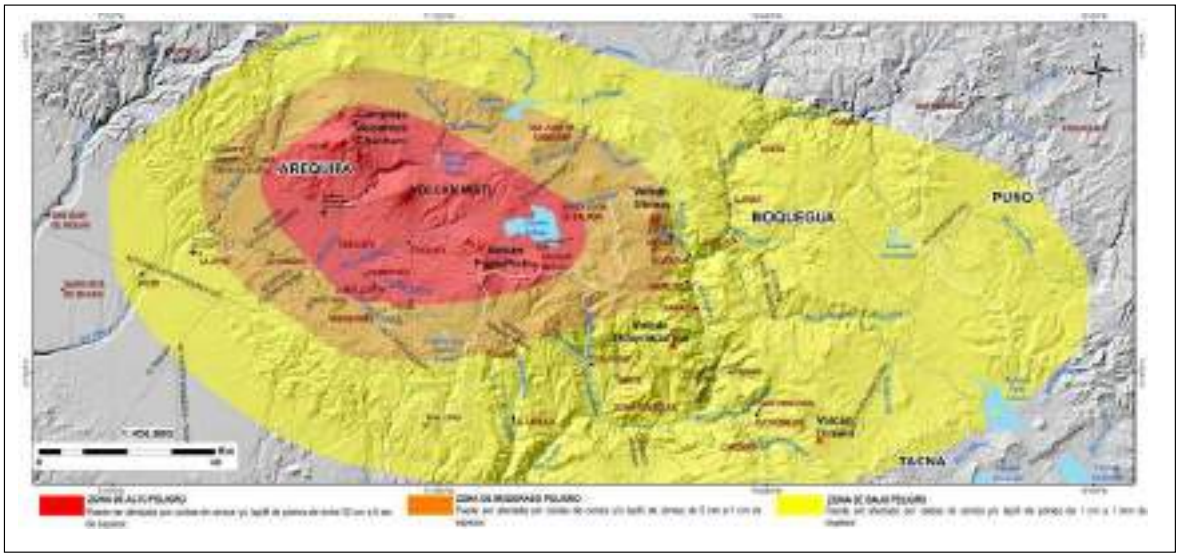


Figura 4.15 Mapa de peligros por caída de ceniza y/o lapilli del volcán Misti para erupciones con IEV 3-4.

ERUPCION VOLCÁNICA CON IEV 5

Corresponde a una caída de ceniza y lapilli, con un volumen de 1 km^3, una altura de columna de 30 km sobre el nivel del mar. Para delimitar las simulaciones, se utilizó como referencia el mapa de isópacas de los depósitos de caídas Autopista y Sacarosa (Cacya et al., 2007; Cuno, 2019; Harpel et al., 2023).

La zona de alto peligro (rojo) puede ser afectada por caídas de ceniza de más de 10 cm de espesor (figura 4.17). La dispersión es O-E, SE con un alcance de hasta 75 km. Los distritos de Arequipa Metropolitana, Yanahuara, Alto Selva Alegre, Miraflores, Mariano Melgar, Paucarpata, Cayma, Cerro Colorado, Sachaca, Tiabaya, Jose Luis Bustamante y Rivero, Yura, Chiguata, Yarabamba, Sabandía, Socabaya, Hunter, Characato, Mollebaya, Quequeña, San Juan de Tarucani, Salinas Moche, podrían ser afectados por la caída de ceniza y lapilli; además la central hidroeléctrica de Charcani I-II-III-IV-V (que brinda electricidad a Arequipa), la represa Aguada Blanca (que brinda agua potable a la ciudad), el Aeropuerto Internacional Rodríguez Ballón de Arequipa, la Mina de Cerro Verde, Inkabor (empresa de Boratos), la Fábrica de Cementos Yura, la represa el Frayley, la laguna Salinas Aguada Blanca. Las caídas podrían llegar hasta los distritos de la Región de Moquegua como Ubinas, Chojata, Matalaque.

La zona de moderado peligro (anaranjado) puede ser afectada por caídas de ceniza de más de 5 cm de espesor. La dispersión es O-E, SE con un alcance de hasta 189 km. Los distritos anteriormente mencionados, sumando a La Joya, Santa Rita de Siguas, Majes, San Juan de Tarucani, Salinas Moche. Además de la Central Hidroeléctrica de Charcani, del Aeropuerto Internacional Rodríguez Ballón de Arequipa, Inkabor (empresa de Boratos), la fábrica de Cementos Yura, la represa el Frayley, embalse Pasto Grande, la laguna Salinas Aguada Blanca, el Aeropuerto La Joya, Mina Chapi, por la caída de ceniza y lapilli. Las caídas de cenizas podrían llegar hasta distritos de la Región de Moquegua como Puquina, Coalaque, Omate, Quinistaquillas, Matalaque, Ubinas, Chojata, Lloque, Yunga, Ichuña, San Cristobal, Carumas, San Antonio.

La zona de bajo peligro (amarillo) puede ser afectada por caídas de ceniza igual o más de 1 cm de espesor. La dispersión es O-E, SE con un alcance de hasta 290 km. Los distritos antes mencionados, añadiendo posibles caídas de cenizas en Quilca, Majes, Huanca, Lluta, Mollendo, Punta de Bombón. Infraestructuras anteriormente, además del Aeropuerto La Joya, Aeródromo de Mollendo, Puerto de Matarani, Aeródromo Hernán Turque Podesta, Aeródromo Cuajone, Aeropuerto Toquepala, Mina Cuajone, Mina Quellaveco, Mina Toquepala, podrían ser afectados por caídas de ceniza. Podrían llegar hasta distritos de la Región de Moquegua antes mencionadas, así como los distritos de Acora, Ilave, Juli, Yunguyo, Desaguadero, en la región de Puno; localidades de la Región Tacna como Camilaca, Cairani, Candarave, sector noroeste de Bolivia. Algunas lagunas verían probablemente caídas de ceniza como Salinas Aguada Blanca, Suches, Vizcachas, Vilacota, Aricota, Parinacota, ganadería y agricultura cercana al volcán.

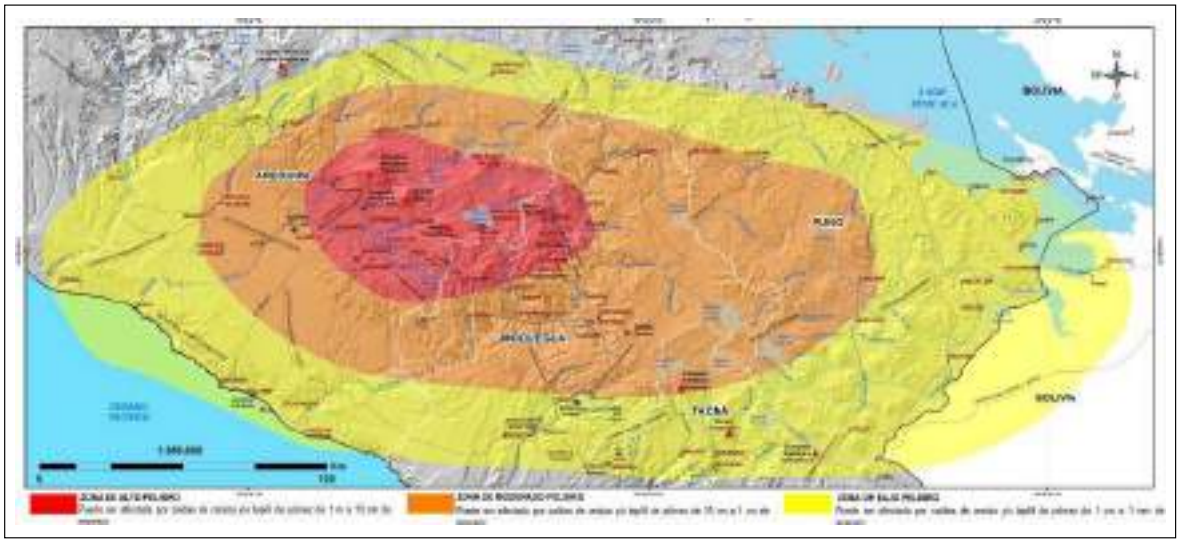


Figura 4.16 Mapa de peligros por caída de ceniza y/o lapilli del volcán Misti para erupciones con IEV 5.

4.3 MAPA DE PELIGROS POR FLUJOS PIROCLÁSTICOS

Los flujos piroclásticos (PDC´s) son los peligros volcánicos más destructivos conocidos (Tilling & Beate, 1993). Nubes ardientes de roca y gases, producto de erupciones explosivas, con temperaturas de 300°C a 800°C, conformadas por una mezcla de ceniza, pómez, fragmentos de roca y gases (Nakada, 2000). Descienden por los flancos del volcán al ras de la superficie, a velocidades entre 100 y 300 m/s (Hoblitt et al., 1995). Los PDC´s han provocado el mayor número de muertes durante las reciente erupciones explosivas (figura 4.17). En la década pasada, más de 1000 personas murieron por PDC´s, alrededor del mundo; Merapi (Indonesia) en 2010, Sinabung (Indonesia) en 2014 y 2016 (Andreastuti et al., 2019), Fuego (Guatemala) en 2018 (Charbonnier et al., 2023).

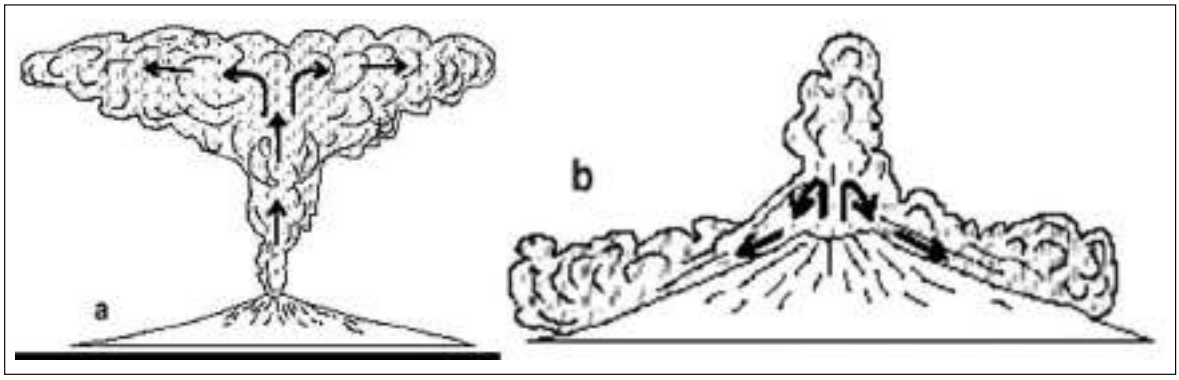


Figura 4.17 Modelo de una columna eruptiva de una erupción explosiva. a) La columna se eleva hasta que por efecto de gravedad y el material que lo compone pierde estabilidad, no se puede sostener y colapsa. b) Generación de los flujos piroclásticos de pómez y cenizas y oleadas piroclásticas. Fuente: (Sparks, 1986).

Los PDC´s consisten de una parte basal y de una nube de material fino de densidad inferior a la atmósfera: la porción basal se mueve al ras de la topografía, la cual consiste de una porción inferior con mayor concentración de fragmentos en donde domina el contacto grano a grano, mientras que la porción superior es más diluida y turbulenta (Sparks, 1976). Existen dos formas generales de generación de PDC´s, por colapso de columna eruptiva y por colapso de domo.

- **Por colapso de una columna eruptiva**

Ocurre cuando en el momento del ascenso del material piroclástico en una erupción volcánica, la densidad de la columna generada es mayor que la de la atmósfera circundante (Sigurdsson et al., 2000). Se generan depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas, así como también flujos turbulentos compuestos por ceniza fina, conocidos como oleadas piroclásticas o "surges", alcanzando mayor velocidad y distancia que los flujos piroclásticos densos. (Sigurdsson et al., 2000).

- **Por colapso de domo**

El colapso parcial o total de un domo o flujo de lava ocurre cuando en su crecimiento la lava viscosa se ensancha demasiado y se torna inestable. Posteriormente, colapsa por los flancos del volcán por causa gravitacional generando una explosión, emplazando un flujo piroclástico de bloques y cenizas (Sigurdsson et al., 2000). Volcanes que produjeron domos de lava y flujos piroclásticos de bloques y cenizas son numerosos. Entre los ejemplos más recientes se encuentran Mount Unzen en Japón (1991), Merapi en Indonesia (1984, 1994, 1997-1998), Montserrat (1995-1996), Soufrière Hills en Reino Unido (1997), Chaitén en Chile (2008-2009), Merapi en Indonesia (2010) y Mount Unzen en Japón (2014). Entre los eventos más devastadores, se incluye la erupción de 1902 de Mt Pelée, Martinica; El Chichón en 1982, México (Sigurdsson et al., 1984); Merapi en 2010, Indonesia (Komorowski et al., 2013).

METODOLOGÍA DE ELABORACIÓN DEL MAPA DE PELIGROS

Para la elaboración del mapa de peligros por flujos piroclásticos, hemos seguido los siguientes pasos:

1. RECOPILACIÓN DE INFORMACIÓN

Se ha recopilado información acerca de volúmenes de PDC´s en el volcán Misti, así como también de alcances de estos depósitos emitidos. Se consideraron volúmenes de volcanes análogos donde se han realizado mapas de peligros, con el objetivo de registrar unos mejores parámetros en la realización del mapa de peligros del volcán Misti (tabla 12, 13 y 14).

Tabla 12

Resumen de datos de frecuencia y magnitud para flujos piroclásticos del volcán Misti. Tomado y modificado de Sandri, et al., 2014.

TIPO DE DEPÓSITO	ESTILO DE ERUPCIÓN	VOLUMEN APROXIMADO	TIEMPO DE RETORNO (AÑO)
Flujo piroclástico de pómez y ceniza	Erupción pliniana y/o caldera	>1 km^3	15,000 a 20,000
Oleada piroclástica (ground surge)	Asociado a un flujo piroclástico de pómez y ceniza	<1x10^6 m^3	6,000 a 8,000
Flujo piroclástico de escoria y ceniza	Erupción Vulcaniana	>10x10^6 m^3	500 a 1,000
Flujo piroclástico de bloques y ceniza	Crecimiento y colapso de domos	>10x10^6 m^3	5,000 a 10,000
Oleada piroclástica de nube de ceniza (ash cloud surge)	Asociado a un flujo piroclástico de bloques y ceniza	<1x10^6 m^3	5,000 a 10,000

Volúmenes de flujos piroclásticos (pdc´s) por colapso de columna eruptiva

Harpel et al., (2011), Cobeñas et al., (2012) realizaron estudios generales a los depósitos de PDC´s de la erupción de hace 2050 años del volcán Misti. Charbonnier et al., (2020), realizó un estudio más específico usando equipos especiales como el telémetro láser True Pulse 360 para medir los volúmenes de depósitos de flujos piroclásticos de pómez y ceniza del volcán.

Tabla 13

Volúmenes de flujos piroclásticos de la erupción de hace 2050 años según estudios anteriores.

Referencia	Volumen
Harpel et al. 2011	10,000000 m^3
Cobeñas et al. 2012	1000,000000 m^3
Charbonnier & Thouret et al. 2020	405,947823 m^3

Se ha recopilado información de volúmenes obtenidos de erupciones volcánicas de volcanes análogos que emplazaron flujos piroclásticos.

Tabla 14

Volúmenes asignados para realizar simulaciones de flujos piroclásticos por colapso de columna eruptiva en volcanes análogos al Misti.

Volcán	Vulcaniana (IEV 2-3)	Sub–Pliniana (IEV 3-4)	Pliniana (IEV 5)	Referencia
Tungurahua (2006) Ecuador		50 × 10^6 m^3 / Alcance de 8 km		Kelfoun, 2009
San Pedro (11 533 yr. BP) Chile	5 × 10^6 m^3	50 × 10^6 m^3	500 x 10^6 m^3	Alcozer et al., 2022
El Reventador (2002) Ecuador	5 × 10^6 m^3	30 x 10^6 m^3 Alcance de 9 km		Bernard, 2016
Calbuco (2015) Chile			30 x 10^6 m^3 / Alcance de 7 km	Castruccio et al. 2016
Galeras Colombia (1993)	1-2.9 x 10^6 m^3			Calvache et al. 1997; García et al., 2011
Colima (1913) México	4.5x10^5 m^3	10 x 10^6 m^3 / Alcance 15 km		Saucedo et al. 2005; García et al., 2011
Soufrière Hills (1997) Isla de Montserrat – Reino Unido	7 x 10^6 m^3			Druitt et al. 2002 ; García et al., 2011
Monte Pelée (79 d.C.) Francia			700 x 10^6 m^3	Carazzo et al. 2019
El Fuego (2018) Guatemala		50-85 x 10^6 m^3		Ferrés & Escobar, 2018
Sangay (1995) Ecuador	1 x 10^6 m^3	10 x 10^6 m^3	100 x 10^6 m^3	Instituto Geofísico - EPN et al., s. f.
Popocatépetl México (2001 y 23,500 años A. P.)		2.5 – 3.5 x 10^5 m^3 / Alcance 9 km	500 x 10^6 m^3 / Alcance 20-25 km	Universidad Nacional Autónoma de México Instituto de Geofísica, 2017
Mayon Filipinas (2018)		15 x 10^6 m^3 / Alcance 7 km		Jorquera, 2018

Volúmenes de flujos piroclásticos (PDC´s) por colapso de domo

Se ha recopilado información (tabla 15) sobre las erupciones con flujos piroclásticos por colapso de domo de los siguientes volcanes:

Tabla 15

Volúmenes calculados de depósitos de flujos piroclásticos por colapso de domo en volcanes afines al volcán Misti.

VOLCÁN	VOLUMEN	REFERENCIA
Sara Sara, Perú	60 x 10^6 m^3	Soncco, 2017
San Pedro, Chile	2.5 × 10^6 m^3	Alcozer et al., 2022
Complejo volcánico Atacazo Ninahuilca, Ecuador	31 x 10^6 m^3	Proaño, 2018
Merapi (2010), Indonesia	7 × 10^6 m^3	Kelfoun, 2017
El Reventador, Ecuador	1 – 5 x10^6 m^3	Bernard, 2016
Mont Pelee (1902), Francia	32 x 10^6 m^3	Gueugneau et al, 2020.
Tutupaca, Perú	65-75 × 10^6 m^3	Mariño et al, 2019
Soufrière Hills (1997), Reino Unido	6.4 x10^6 m^3	Gueugneau et al, 2019.
Nevado de Toluca (13 ka), México	110 x10^6 m^3	D´Antonio et al, 2008
Colima (2016), México	1.2 x 10^6 m^3	Zobin et al. 2021
Unzen (2003-2014), Japón	14.6 x 10^6 m^3	Shi et al., 2018
Volcán de Colima (2015), México	2.4 - 8 x 10^6 m^3	Reyes-Davila et al. 2016
Soufrière Hills (2003), Reino Unido	4,2 - 210 x 10^6 m^3	Edmons et al. 2006
Chaîne des Puys (BP 11 ka), Francia	0.2 x 10^3 m^3	Deniel et al. 2020
Redoubt (2009), Alaska	88 x 10^6 m^3	Bull & Buurman, 2013
Colima (1997-1998), México	2.4 x 10^6 m^3	Zobin et al. 2002
Volcán Unzen (1990-1995), Japón	1 x 10^6 m^3	Ui et al. 1999
Sinabung (2015), Indonesia	2 x 10^6 m^3	Pallister et al. 2019
Merapi SM-BAF (2006), Indonesia	0.81 x 10^6 m^3	Charbonnier, 2012
Merapi L-BAF (2006), Indonesia	5.8 x 10^6 m^3	Charbonnier, 2012
Novarupta (1912), Alaska	5 x 10^6 m^3	Valenzuela, 2011

Parámetros de entrada en otros volcanes

Se ha recopilado información sobre parámetros de entrada de volcanes afines al Misti, donde se han realizado simulaciones de peligros por flujos piroclásticos (PDC´s) por colapso de columna eruptiva y de domo, utilizando el VolcFlow, que se visualizan en las siguientes tablas (tablas 16 y 17):

Tabla 16

Parámetros ingresados al script VolcFlow para la simulación de flujos piroclásticos por colapso de columna eruptiva en otros volcanes afines al Misti.

PARÁMETROS		TALIM (Tiempo de alimentación) (S)	VOLUMEN (M^3)	TMAX (Tiempo máximo) (S)	COHESIÓN (PA)	DENSIDAD DE FLUJO (Kg/m^3)	REFERENCIA
VOLCÁN	IEV						
Sara Sara (Perú)	4	2700	$3x10^7$	4000	2000	1200	Soncco, 2017
El Reventador (Ecuador)	4	2700	$3x10^7$	3600		1500	Bernard, 2016
Tungurahua (Ecuador)	3	2400	5×10^7	3600	2000	1600	Kelfoun et al. 2009
San Pedro (Chile)	4-May	120	5×10^8	3000	5000	1600	Alcozer et al., 2022
	3-Apr	100	5×10^7	1800	5000	1600	
	2-Mar	80	5×10^6	1200	5000	1600	
Misti (Perú)	4	180	Según el valle	1200	3500	1200	Charbonnier et al. 2018

Tabla 17

Parámetros ingresados al script VolcFlow para la simulación de flujos piroclásticos por colapso de domo en otros volcanes afines al Misti.

PARÁMETROS		TALIM (S)	VOLUMEN (M^3)	TMAX (S)	COHESIÓN (PA)	DENSIDAD DE FLUJO (kg/m^3)	REFERENCIA
VOLCÁN	IEV						
Sara Sara Perú	4	60	60 & $99x10^6$	25000	3500	2000	Soncco, 2017
San Pedro Chile	0	60	2.5×10^6	800	5000	1600	Alcozer et al., 2022
Complejo volcánico Atacazo Ninahuilca Ecuador	4	30 - 300	$17/27/37x10^6$	900	3500 / 7500	1200 / 1500	Proaño, 2018
Complejo volcánico Atacazo Ninahuilca Ecuador	5	30 - 300	$176/276/376x10^6$	900	7500 / 3500	1500 / 1200	Proaño, 2018
Merapi (5//11/2010) Indonesia	4	150	7×10^6	-	2500	1600	Kelfoun, 2017
El reventador Ecuador		30	1 & $5x10^6$	-	-	1200	Bernard, 2016
Merapi (2006) Indonesia SM-BAF	1-Feb	50	$0.81x10^6$	250	7500	1500	Charbonnier, 2012
Merapi (2006) Indonesia L-BAF	1-Feb	300	5.8×10^6	700	3500	1200	Charbonnier, 2012
Chachani, Cabrerías Perú		60	161×10^6	1500	3500	2000	Sanz, 2020
Soufrière Hills Volcán, Montserrat		900	6.4×10^6	-	2000	1600	Gueugneau et al, 2019
Mount Pelée, 1902		200	32×10^6	634	3000	1600	Gueugneau et al, 2020

2. ESTIMACIÓN DE VOLÚMENES DE FLUJOS PIROCLÁSTICOS (PDC´S)

POR COLAPSO DE COLUMNA ERUPTIVA

Definir volúmenes generales para flujos piroclásticos en el volcán Misti es un parámetro en las simulaciones computacionales. Para ello se han considerado los siguientes escenarios eruptivos: Alto Peligro (1 a 50 millones de m^3; IEV 2 y 3), Moderado Peligro (50 a 100 millones de m^3; IEV 3 y 4), y Bajo Peligro (100 a 1000 millones de m^3; IEV 5). Estos volúmenes están planteados tomando en cuenta los depósitos de PDC´s en el área del volcán Misti y utilizando volúmenes de erupciones análogas al Misti.

Tomando el mapa geológico mostrado en Mariño et al., (2016), se ha reconocido los afloramientos de PDC´s, con datos estimados de espesor y alcance (figura 4.18). Utilizando herramientas del ArcGIS, se calculó un área total de 5,8 m^2, para los depósitos de la unidad FPP-m2 del Misti 2 que afloran en las quebradas San Lázaro y Huarangal. Considerando un espesor de 5-10 m se obtiene un volumen aproximado igual a 87,5 m^3. Para la unidad FPP-m3 perteneciente al Misti 3, se tomó en cuenta los depósitos emplazados en las quebradas Pastores, San Lázaro, Huarangal y en Chiguata. El área estimada es de 1´366,738 m^2, tomando en cuenta un espesor promedio de 5 m (Mariño et al., 2016), se tiene un volumen aproximado de 6´833,691 m^3.

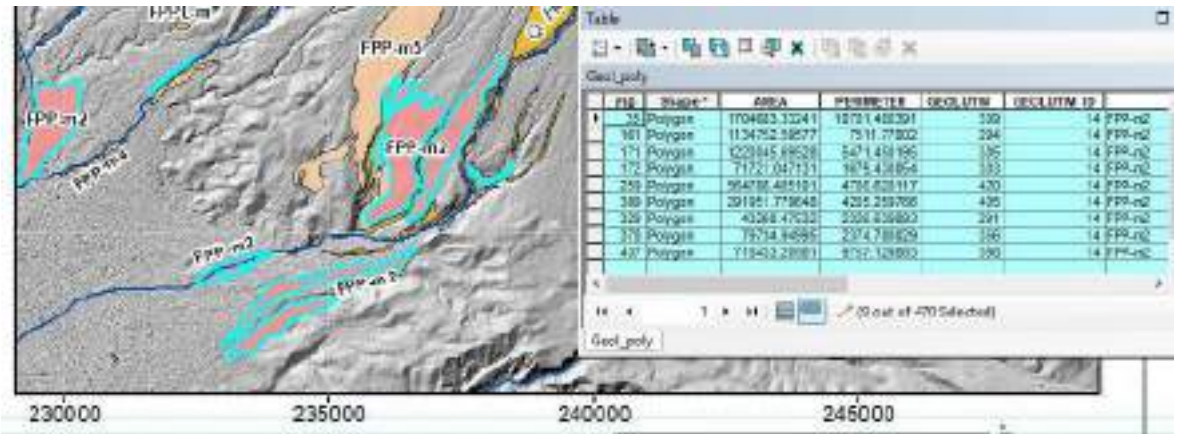


Figura 4.18 Ubicación resaltada de la Unidad FPP-m2 en San Lázaro y Huarangal.

El área total cubierta por los PDC´s mapeados en Arequipa, se estima en 141 km^2, distribuida de manera desigual entre los depósitos confinados en valles que cubren solo ~20 km^2 y los depósitos de flujos piroclásticos no confinados que cubren ~121 km^2. El volumen total de los depósitos de flujos piroclásticos del año 2070 BP se estima en 406 ± 140 × 10^6 m^3, distribuidos equitativamente entre depósitos confinados en valles confinados (~46%) y no confinados (~54%). El cálculo del volumen de cada polígono (figura 4.19) se halla con el espesor medio multiplicado por el área (tabla 18) (Charbonnier et al., 2020).

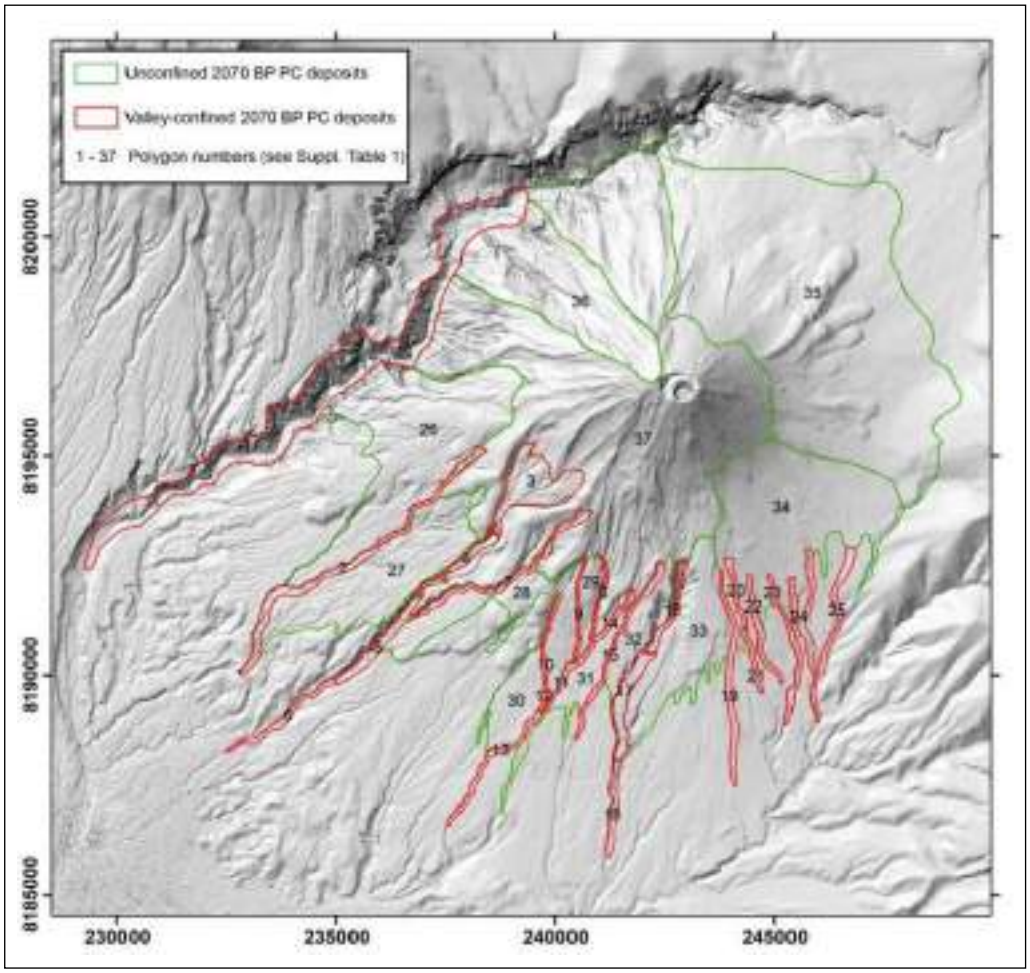


Figura 4.19 Mapa donde se muestran los polígonos de los PDCs confinados y no confinados del volcán Misti. Fuente: Charbonnier et al., (2020).

Posteriormente, para hallar el volumen de flujos piroclásticos (PDC´s) producto de erupciones por colapso de columna eruptiva, se ha utilizado información de Charbonnier et al., 2020 y Sandri et al., 2014. Para el escenario IEV 2-3 se tomó en cuenta la erupción del siglo XV del volcán Misti, para el escenario IEV 3-4 la erupción de 2050 años, mientras que para el IEV 5 se consideró la erupción que emplazó el depósito de caída Sacarosa y Fibrosa de hace 33 ka. Si bien es cierto no se registraron flujos piroclásticos en la caída del siglo XV y la Sacarosa, se tomaron en cuenta como escenarios eruptivos (tabla 19). Se tomó en cuenta los volúmenes calculados de erupciones pasadas del Misti (tabla 13 y 14), así como también de erupciones análogas en otros volcanes (tabla 15 y 16). Según Sandri et al., 2014, el Misti tuvo eventos más explosivos con volúmenes de hasta $5x10^9$ m^3, esos volúmenes no se están considerando, debido a la alta demanda computacional requerida para simularlos.

Tabla 18

Rango de volúmenes finales considerados para las simulaciones de flujos piroclásticos (PDC´s) por colapso de columna eruptiva en el volcán Misti.

IEV 2 Y 3 (VULCANIANO)	IEV 3 Y 4 (SUBPLINIANO)	IEV 5 (PLINIANO)
1 – 50 x 10^6 m^3	50 - 100 × 10^6 m^3	100 - 1000 x10^6 m^3

Tabla 19

Descripción de volúmenes de los depósitos de flujos piroclásticos por cada quebrada del volcán Misti. Fuente: Charbonnier et al., (2020).

NÚMERO DE POLÍGONO	NOMBRE DEL POLÍGONO	TIPO	GROSOR MEDIO (M)	ESTÁNDAR	ÁREA (M^2)	VOLUMEN MEDIO (M^3)	VOLUMEN (M^3)	DEPOSITO MÍNIMO	DEPÓSITO MÁXIMO
				STD (M)				ESTIMACIÓN DE VOLUMEN	ESTIMACIÓN DE VOLUMEN
1	Rio Chili	Valle	6	2	8,077,812	48,466,872	16,155,624	32,311,248	64,622,496
2	Pastores	Valle	8	4	1,159,100	9,272,800	4,636,400	4,636,400	13,909,200
3 a 6	San Lázaro	Valle	12.5	3.2	2,867,144	23,411,974	5,873,593	17,538,381	29,285,567
7	San Lázaro Tribu Este	Valle	10	5	649,276	6,492,760	3,246,380	3,246,380	9,739,140
8 a 13	Huarangal	Valle	18.8	2.3	1,077,825	19,417,913	3,022,285	16,395,628	22,440,198
14	Huarangal Tribu Este	Valle	10	5	140,856	1,408,560	704,280	704,280	2,112,840
15	Valle Huarangal Agua	Valle	10	5	471,500	4,715,000	2,357,500	2,357,500	7,072,500
16 a 18	Agua	Valle	21.5	2.8	1,474,060	37,768,912	6,811,735	30,957,177	44,580,647
19	Cangallo	Valle	3	0.5	607,996	1,823,988	303,998	1,519,990	2,127,986
20	Grande Proxi	Valle	16.6	4.7	181,152	3,013,162	847,401	2,165,761	3,860,563
21	Grande Distal	Valle	9	1	158,812	1,429,308	158,812	1,270,496	1,588,120
22	Valle Grande Honda	Valle	4	1	322,016	1,288,064	322,016	966,048	1,610,080
23	Honda	Valle	15	5	390,596	5,858,940	1,952,980	3,905,960	7,811,920
24	Arenales Oeste	Valle	23	7	529,192	1,058,384	3,704,344	-2,645,960	4,762,728
25	Arenales Este	Valle	7	2	545,888	1,091,776	1,091,776	0	2,183,552
26	Cono Pastores Chili	Cono	3	1	10,532,125	31,596,375	10,532,125	21,064,250	42,128,500
27	Cono Pastores San Lázaro	Cono	3	1	6,379,000	19,137,000	6,379,000	12,758,000	25,516,000
28	Cono San Lázaro Huarangal	Cono	5.5	2.5	3,748,124	20,614,682	9,370,310	11,244,372	29,984,992
29	Cono Huarangal Superior	Cono	5.5	2.5	803,780	4,420,790	2,009,450	2,411,340	6,430,240
30	Cono Huarangal Bajo	Cono	2	1	1,892,984	3,785,968	1,892,984	1,892,984	5,678,952
31	Cono_ Hurangual_East	Cono/ valle	4	1	1,480,536	5,922,144	1,480,536	4,441,608	7,402,680
32	Cono_Agua_ West	Cono	2.5	1	1,789,600	4,474,000	1,789,600	2,684,400	6,263,600
33	Cono_Agua_ East	Cono	2.5	1	4,890,212	12,225,530	4,890,212	7,335,318	17,115,742
34	Cono_Agua_ Honda	Cono	4	1	11,048,348	44,193,392	11,048,348	33,145,044	55,241,740
35	Cono_Nwflank_ Lower	Cono	1	0.5	31,885,732	31,885,732	15,942,866	15,942,866	47,828,598
36	Cono_Nwscar	Cono	5	2.5	7,843,452	39,217,260	19,608,630	19,608,630	58,825,890
37	Otros conos	Cono	0.2	0.1	40,540,136	8,108,027	4,054,014	4,054,013	12,162,041
Depósitos totales de PDCs confinados en valles					**20,133,761**	**186,289,067**	**52,688,931**	133,600,136	238,977,998
Depósitos totales de PDCs no confinados					**121,353,493**	**219,658,756**	**87,517,539**	132,141,217	307,176,295
TOTAL, Depósitos de PDC					**141,487,254**	**405,947,823**	**140,206,470**	265,741,353	546,154,293

POR COLAPSO DE DOMO

Se han considerado tomar datos de recopilación bibliográfica, reconstrucción del domo y cálculo de volumen según depósitos mapeados en el campo (tabla 20). El tratamiento de reconstrucción del domo se realizó utilizando el programa ArcGIS. Se generaron curvas de nivel cada 10 m del área a modificar a partir de un DEM de 4 m obtenido por el satélite Pleiádes, luego se identificó la curva con la cota más alta (5740 m s.n.m.) y la cota más baja del cráter más pequeño del volcán Misti. Se borraron las curvas de nivel anteriores y se reemplazaron por nuevas curvas de nivel asemejadas a un domo, utilizando la herramienta Copy Parallel, asignando cotas manualmente. Últimamente se genera un TIN y un RASTER (figura 4.20 y 4.21).

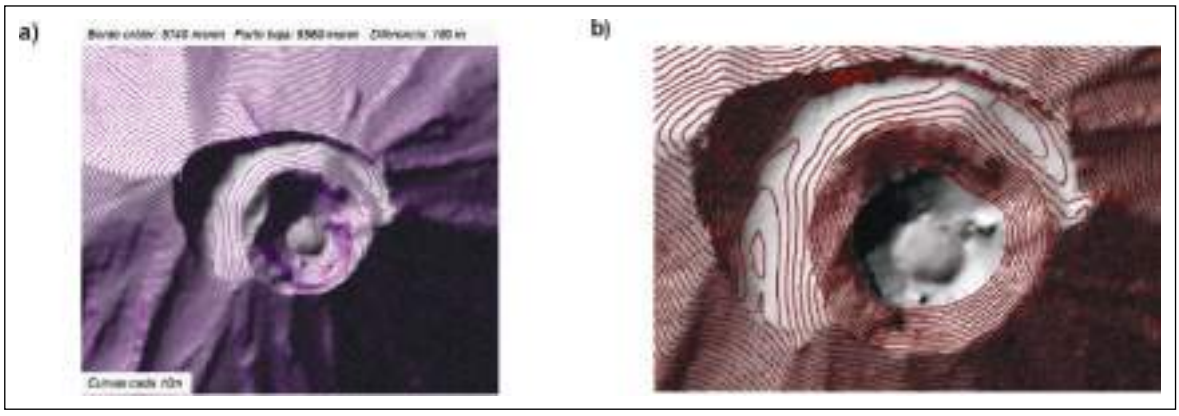


Figura 4.20 Modificación de curvas de nivel, a partir de DEM de 4 m, para la reconstrucción de un domo en el cráter interior del volcán Misti. Las figuras representan el modelo original de las curvas y el modificado. Las dimensiones del cráter van de 520 x 550 m.

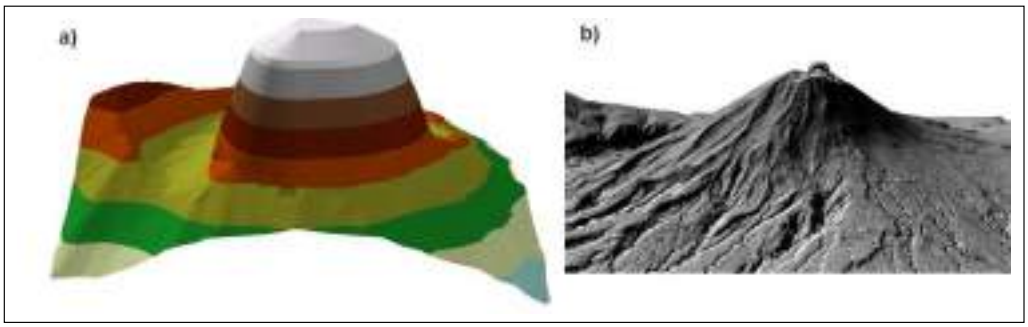


Figura 4.21 Visualización del TIN del domo (izquierda) y el domo con el Misti (derecha). Visualización del domo reconstruido en el cráter más pequeño del volcán Misti.

Tabla 20

Tabla de volúmenes a partir de la reconstrucción del domo ubicado sobre el cráter pequeño del volcán Misti.

NOMBRE	VOLUMEN M^3	REFERENCIA
Domo cráter pequeño	19864879	Original - Relleno
	42765131	Reconstruido
TOTAL	**50 000 000 – 60 000 000**	Volumen promedio

Los volúmenes calculados nos ayudarán a tener rangos de volúmenes en el que un domo crece y posteriormente colapsa por gravedad. Es importante considerar que también se ha tomado en cuenta datos bibliográficos de colapso de domo en otros volcanes para nuestro volumen final que es de aproximadamente 50-60 millones de m^3. Se han considerado volúmenes de alrededor de 20 millones de m^3 para las simulaciones sectoriales en las distintas direcciones en las que se podría emplazar.

3. PLANTEAMIENTO DE ESCENARIOS ERUPTIVOS

ALTO PELIGRO IEV 2-3

Respecto a la historia eruptiva relacionada a erupciones de IEV 1-2 del volcán Misti, se han identificado erupciones vulcanianas de limitado volumen. El volcán Soufriére Hills (Reino Unido) en 1997 emplazó un flujo piroclástico con volúmenes de hasta 7 × 10^6 m^3(García et al., 2011), volcán Sangay (Ecuador) en 1995 emplazó un flujo piroclástico como volúmenes de hasta 7 × 10^6 m^3, volcán Reventador (Ecuador) en 2002 emplazó un flujo piroclástico como volúmenes de hasta 5 × 10^6 m^3 (Bernard, 2016) (tabla 18).

Con estos datos se ha planteado un escenario de emplazamiento de corrientes piroclásticas densas (PDC) de 1 a 50 millones de m^3.

MODERADO PELIGRO IEV 3-4

Para este escenario se consideró la erupción hace 2070 años B.P. Según Cobeñas (2009) y Cobeñas et al., (2012), el volumen de tefras y flujos piroclásticos emitidos fue de 1.2 km^3; producto de una columna eruptiva pliniana de entre 22 y 24 km. 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. También señalaron que la erupción emplazó alrededor de 1.4 km^3 de tefra, 0.01 km^3 de flujos piroclásticos. El volumen total de los depósitos de flujos piroclásticos del año 2070 BP se estima en 406 ± 140 × 10^6 m^3, distribuidos equitativamente entre depósitos confinados en valles confinados (∼46%) y no confinados (∼54%) (tabla 18) (Charbonnier et al., 2020). En este escenario se considera el emplazamiento de corrientes de densidad piroclásticas (PDC) de 50 a 100 millones de m^3.

BAJO PELIGRO IEV 5

Se han identificado depósitos de PDC de gran volumen, asociados a erupciones plinianas de IEV 5 del volcán Misti, por ejemplo, los depósitos datados en 47.3-40.0 ka, que afloran en las quebradas San Lázaro, Huarangal y El Chical, así como en la zona de Miguel Grau, cerca al Santuario de Chapi. 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 suroeste del cráter. Finalmente, se identificaron depósitos de flujos piroclásticos de pómez y ceniza color blanco-rojizo, datados entre 14 a 11 ka, en las partes altas de los distritos de Mariano Melgar y Paucarpata, a 13 y 14 km al sur del cráter (Mariño et al., 2016).

En este escenario, se tomó en cuenta volúmenes de 50 a 100 millones de m^3 correspondiente a un posible emplazamiento de corrientes piroclásticas densas (PDC).

4. PARÁMETROS DE ENTRADA PARA LA SIMULACIÓN CON VOLCFLOW

Para la simulación de PDC´s en el volcán Misti se utilizó el código VolcFlow de 1 Fase y de 2 Fases (tabla 21, 22 y 23), diseñado para simular la trayectoria de flujos densos y la sedimentación de los flujos diluidos, basado en el promedio vertical de las ecuaciones de conservación de la masa y la cantidad de movimiento. La mayoría de los modelos de flujos granulares se basan en este modelo (Kelfoun, 2005, 2009 y 2017; Cárdenas et al., 2013; Soncco, 2017). Las simulaciones para la elaboración del mapa de peligros de PDC's del volcán Misti se realizaron en cooperación con el Dr. Sylvain Charbonnier, el Dr. Valentine Gueugneau, investigadores de la University South Florida de Estados Unidos (USF) (Cueva, 2022) (figura 4.22).

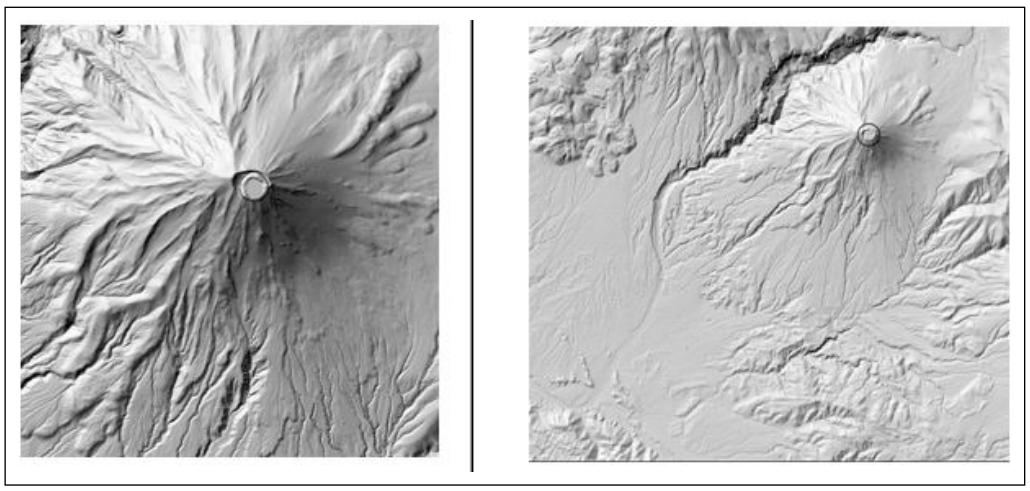


Figura 4.22 (Izquierda) Fuente para simulaciones por escenario IEV 2-3, (Derecha) Fuente para simulaciones por escenario IEV 3-4-5. DEM de la zona del volcán Misti en Arequipa.

TIEMPO DE ALIMENTACIÓN O TIME SOURCE [s]:

Este parámetro determina el tiempo en el cual se produce la dinámica de colapso para la generación del flujo (Kelfoun et al., 2009). Los valores del Tiempo de Alimentación (Talim; s) se calculan dividiendo el Volumen (m^3) y la Tasa de Volumen (m^3/s). La relación entre el Talim y la Tasa de Volumen son directamente proporcionales. El rango del Volumen Rate para flujos piroclásticos se encuentra entre 10^3 a 10^5 m^3/s.

A menor tiempo de alimentación, la cohesión es baja, densidad baja y un volumen grande, por lo que tendremos un mayor alcance de flujo y masa distribuida. Por el contrario, con un mayor tiempo de alimentación, cohesión alta, densidad alta y un volumen pequeño, tendremos un menor alcance del flujo y masa distribuida (Proaño, 2018).

TIEMPO MÁXIMO [s]:

Es el tiempo total utilizado para la simulación como dato computacional (Kelfoun et al., 2009), ya que realmente el tiempo de duración de la simulación es mucho más largo. El tiempo debe estar de acorde con la obtención de la velocidad final del frente de flujo, siendo los rangos de flujos piroclásticos entre 5 y 15 m/s. Estas velocidades finales referenciales nos permitirán calibrar el Tiempo máximo (Tmax)[s] buscado. La relación entre el Tmax y el Volumen son directamente proporcionales. El Tmax y el Talim aumentan cuando el volumen aumenta (Distribución de Pareto) y la cohesión y la densidad disminuyen cuando el volumen aumenta (Distribución de Beta).

COHESIÓN [pa]:

Es la resistencia de un material al flujo. Para poder simular flujos piroclásticos, considerando escenarios propuestos donde varían magnitudes y niveles de explosividad, es importante tener un rango de cohesión mínima y máxima. El valor de la cohesión (Pa) dependerá del material considerado en los depósitos emplazados, siendo alrededor de 7500 Pa para erupciones del tipo vulcanianas, mientras que entre 3500 – 1500 Pa para erupciones del tipo Subplinianas y Plinianas, generadoras de PDC´s. La relación entre la Cohesión y el Volumen son inversamente proporcionales (Charbonnier, 2012; Proaño, 2018). Para nuestro ajuste de parámetros de cohesión, se tomó en cuenta el siguiente diagrama de distribución de volúmenes y cohesión de las corridas realizadas por Charbonnier et al., 2020 (figura 4.23), posteriormente, se generó un diagrama de Pareto, con los nuevos volúmenes obtenidos (figura 4.24).

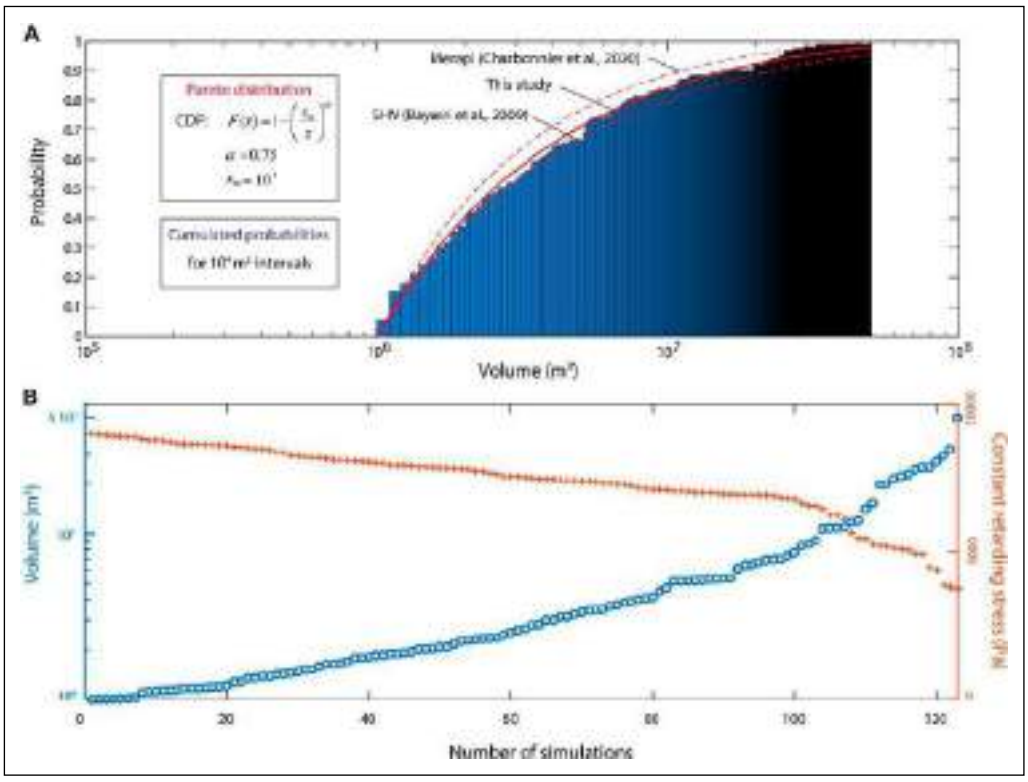


Figura 4.23 (A) Diagrama de Pareto y (B) distribución de volúmenes y cohesión de las simulaciones de PDC con VolcFlow de 1 fase realizadas por Charbonnier et al. 2020.

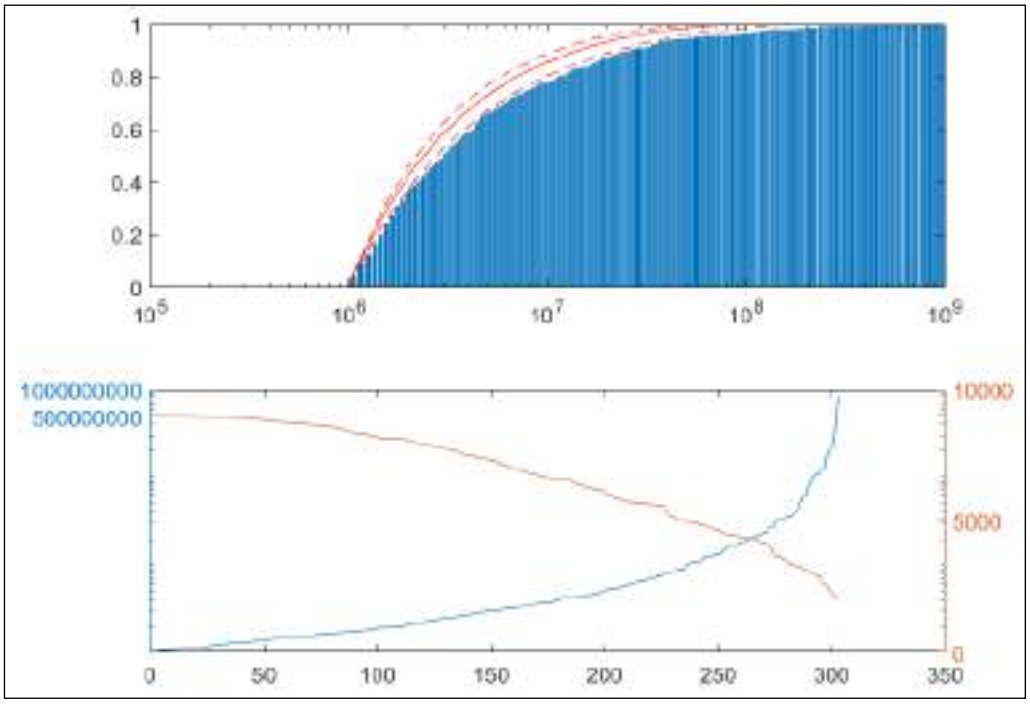


Figura 4.24 (A) Diagrama de Pareto para la simulación de PDC en el volcán Misti, con VolcFlow de 2 fases.

DENSIDAD [kg/m³]:

Es la relación de la masa que ocupa un material respecto a la cantidad y el volumen determinado. Este valor está propuesto en el script como dato computacional (Kelfoun et al., 2009). Por información bibliográfica se tiene datos entre: 1200 y 1800 kg/m³ (Alcozer et al., 2022; Charbonnier et al., 2018; Soncco, 2017; Bernard, 2016; Kelfoun et al., 2009) (tabla 21, 22 y 23).

Tabla 21

Parámetros finales ingresados a los scripts para la simulación de flujos piroclásticos por colapso de columna eruptiva en el volcán Misti utilizando el VolcFlow de 1 fase.

ESCENARIO	VOLUMEN (M^3)	TALIM (S)	TMAX (S)	COHESIÓN (PA)	DENSIDAD (KG/M^3)	DEM (M/PIXEL)
IEV 2-3	1 - 50 $x10^6$ m^3	300	1000-1200	7500	1800	8
IEV 3-4	50 - 100 $x10^6$ m^3	600	1200-1600	6500-3500	1600	8
IEV 5	100 - 1000 x 10^6 m^3	900	1600-1800	3000-1800	1200	8

Tabla 22

Parámetros finales ingresados a los scripts del código VolcFlow de 1 fase para la simulación de flujos piroclásticos por colapso de domo en el volcán Misti.

ESCENARIO	VOLUMEN (M^3)	TALIM (S)	TMAX (S)	COHESIÓN (PA)	DENSIDAD (KG/M^3)	DEM (M/PIXEL)
Colapso sectorial	20 $x10^6$ m^3	600	1200	3500	1800	8
Colapso total de domo	60 $x10^6$ m^3	600	1200	3500	1800	8

Tabla 23

Parámetros finales ingresados a los scripts del código VolcFlow de 2 fase para la simulación de flujos piroclásticos en el volcán Misti.

PARÁMETRO DE ENTRADA	VALORES
Talim	300 - 1200 (s)
Tmax	1000 – 2400 (s)
CRS – Rango de cohesión	9000 – 1800 Pa
Densidad	1100 – 1800 (kg/m^3)
Rango de volumen	10^6 a 10^9 (m^3)

5. SIMULACIONES DE FLUJOS PIROCLASTICOS

Flujo piroclástico PDC´s por colapso de columna

Se han realizado simulaciones con el código VolcFlow de 1 fases considerando los valores máximos y mínimos de cada parámetro de entrada establecido anteriormente. Los recursos computacionales para llevar a cabo estos modelamientos han sido utilizando la computadora del Observatorio Vulcanológico de Ingemmet y computadoras de la Escuela de Geociencias de la Universidad del Sur de Florida, Estados Unidos (figura 4.25 y 4.26).

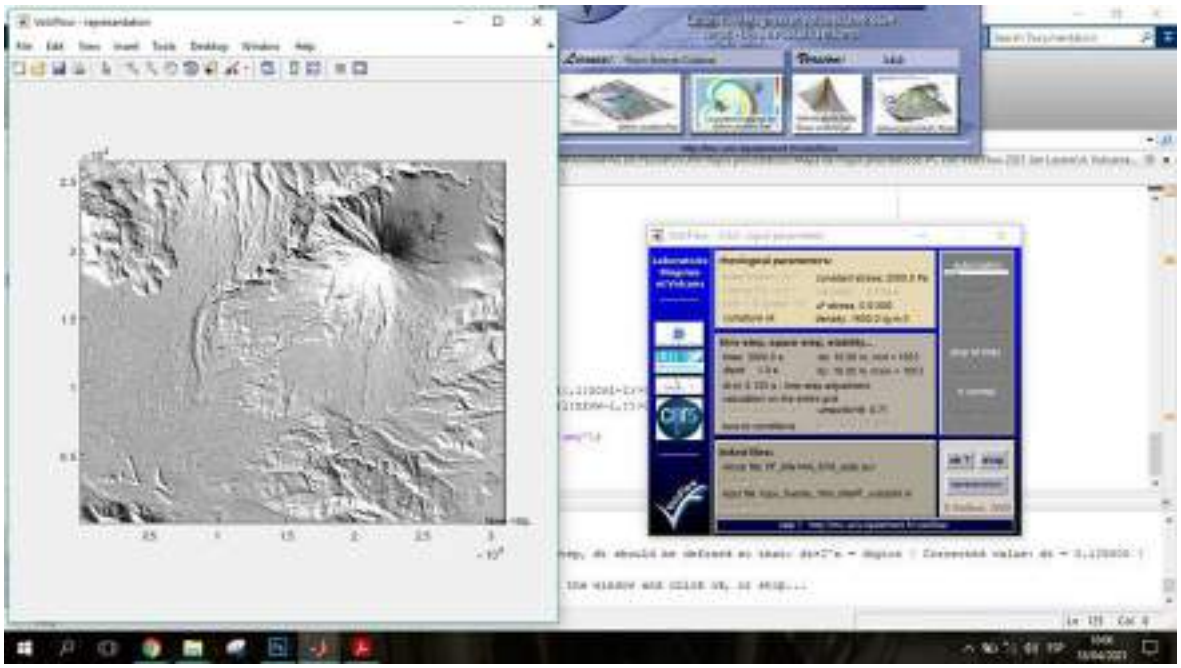


Figura 4.25 Plataforma del código VolcFlow en Matlab, para la simulación de PDC´s.

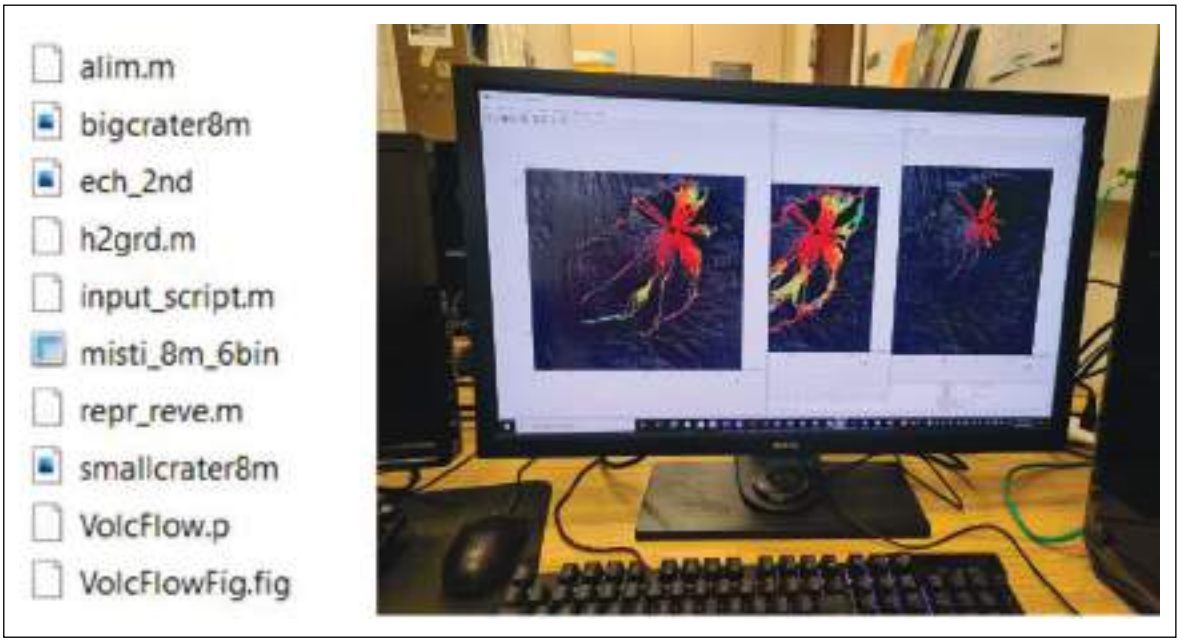


Figura 4.26 Scripts usados en las simulaciones de VolcFlow de 1 fase (izquierda); se han realizado múltiples simulaciones utilizando los valores máximos y mínimos en cada rango de volumen considerado, de acuerdo a cada escenario eruptivo planteado (derecha).

Para el caso de las simulaciones usando el código VolcFlow de 2 fases se hace uso del diagrama Pareto. Este diagrama es usado cuando no se tienen suficientes datos de registros de volúmenes calculados en campo. En el caso Misti es mejor usar Pareto para conocer el volumen y el número de simulaciones a realizar. Se tomó en cuenta el uso de la distribución Pareto (donde el Tmax y el Talim aumentan cuando el volumen aumenta) y Beta (cuando la cohesión y la densidad disminuyen cuando el volumen aumenta). Se ha utilizado el Easy Fit Versión 5.5 para ordenar los datos de Talim, Tmax, Cohesión, Densidad en base a la cantidad de data disponible o interpolando de erupcione semejantes, cuyos datos posteriormente se plotean en diagramas de distribución de Pareto o Beta. Sabemos que los flujos piroclásticos están compuestos por una parte densa y otra parte diluida. Una de las ventajas del VolcFlow de 2 fases es que puede simular estos 2 componentes. Se han realizado 303 simulaciones de flujos piroclásticos por colapso de columna eruptiva con el código VolcFlow de 2 fases (concentrado y diluido). Para ello, se utilizaron 3 computadoras de alto rendimiento del Laboratorio de Magmas y Volcanes, con alrededor de 10 semanas de simulaciones de corrido. En los scripts también se ingresa los parámetros de salida, como productos de la simulación, para finalmente obtener un resultado en los formatos que necesitemos como en este caso, fig., .jpg, .png y .tif, además de un archivo de video de la simulación.

Flujos piroclásticos PDC´s por colapso de domo

Para las simulaciones por colapso de domo se realizó pruebas para el volcán Merapi en Indonesia (Kelfoun et al., 2009). A partir de este modelo, otros autores adaptaron los parámetros de simulación a sus volcanes en estudio. Se revisó los parámetros de entrada utilizados en los volcanes Sara Sara (Soncco, 2017), San Pedro (Alcozer et al., 2022), Atacazo Ninahuilca (Proaño, 2018), El Reventador (Bernard, 2016), y Merapi (Kelfoun, 2017). Para el caso del volcán Misti, se realizaron simulaciones utilizando el software VolcFlow con la plataforma Matlab, en base a 2 escenarios eruptivos provenientes por el colapso total del domo recreado para el Misti y por colapsos sectoriales hacia el sector SO, S, SE de una parte del domo. El cálculo del volumen y los parámetros de entrada se han especificado anteriormente. Para dichas simulaciones se utilizó un script otorgado por el Dr. Charbonnier, el que se ha empleado anteriormente en el volcán Merapi, con óptimos resultados.

6. RESULTADOS

SIMULACIONES DE FLUJOS PIROCLÁSTICOS POR COLAPSO DE COLUMNA ERUPTIVA

Se realizaron más de 300 simulaciones de PDC's en el volcán Misti con el VolcFlow de 1 y 2 fases, cuyos resultados fueron georreferenciados y digitalizados.

Simulaciones de erupciones con IEV 2-3

En la figura 4.27 se puede observar algunas simulaciones realizadas, donde se muestra que los flujos se desbordan desde su origen, hacia el flanco S, SE y E. Por la topografía del cráter, la zona NO y N, son más alta y al ser una erupción leve, el flujo corre con mayor facilidad por el flanco S y SE del volcán. Las simulaciones del flujo denso alcanzan a las quebradas Barranco (parte alta de la quebrada Huarangal) y la quebrada Agua Salada, que bajan directamente del cráter. El flujo tiene un recorrido aproximado entre 2 a 13 km desde su origen, considerando volúmenes entre 1 - 50 x10^6 m^3.

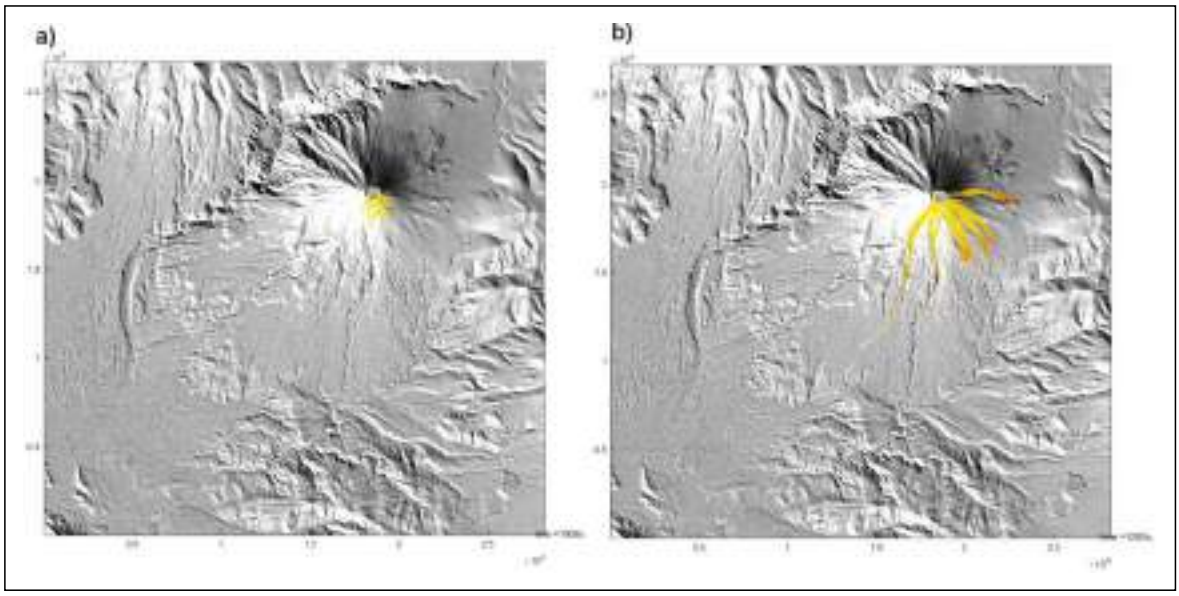


Figura 4.27 Simulaciones por flujos piroclásticos con VolcFlow de 1 fase en el volcán Misti, realizadas con volúmenes entre 1-50 x10^6 m^3, perteneciente al escenario IEV 2-3 (Vulcaniano). (a) Inicio de la simulación); (b) desarrollo de la simulación.

Simulaciones de erupciones con IEV 3-4

Con los resultados de las simulaciones (figura 4.28) se puede observar que, el flujo se desborda desde el origen de la fuente, hacia todos los flancos del volcán. Al NO del Misti la topografía del volcán encauza el flujo denso evitando que se expanda hasta llegar directamente al río Chili.

Por otro lado, al S y SO es donde el volcán presenta mayor cantidad de quebradas y en su mayoría profundas, las cuales son encauzadas por los flujos piroclásticos densos. Según esta simulación se aprecia que las quebradas San Lázaro, Pampa Blanca y Huarangal llevan el flujo directamente a la ciudad de Arequipa, en dirección al rio Chili. Mientas que las quebradas Agua Salada, Grande y Honda, dirigen el flujo directamente al río Andamayo. Todo ello con un recorrido aproximado de hasta 14 km desde su origen.

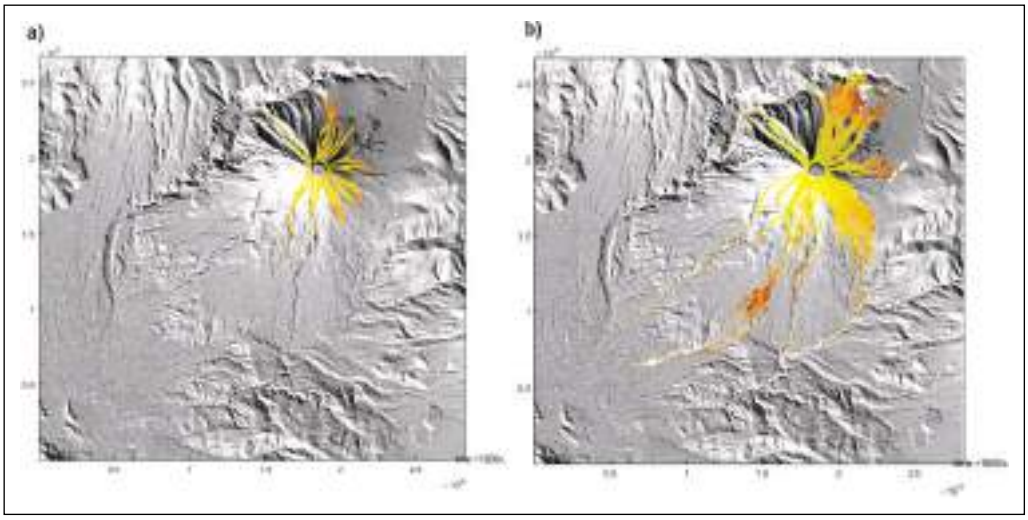


Figura 4.28 Simulaciones por flujos piroclásticos con VolcFlow de 1 fase en el volcán Misti, realizadas con volúmenes entre 50-100 x10^6 m^3, perteneciente al escenario IEV 3-4 (Subpliniano). (a) Inicio de la simulación); (b) desarrollo de la simulación.

Simulaciones de erupciones con IEV 5

En la figura 4.29 se observa que el flujo se desborda desde el origen de la fuente hacia todos los flancos del volcán. Por la topografía que presenta el volcán Misti, al N las quebradas son poco profundas expandiéndose en todo el pie de monte y llanura hasta llegar al río Chili y a la represa Aguada Blanca. Al SE sucede lo mismo, al no presentar mucha profundidad en las quebradas de la parte alta hasta llegar al río Andamayo. Al NO del Misti la topografía del volcán encauza el flujo evitando que se expanda, llevando el flujo directamente al río Chili. Por otro lado, al S y SO es donde el Misti presenta mayor cantidad de quebradas que atraviesan a la ciudad de Arequipa. Según esta simulación se aprecia que las quebradas, Pastores, San Lázaro, Venezuela, El Chical, Pampa Blanca y Huarangal llevan el flujo directamente a la ciudad de Arequipa, hasta llegar al rio Chili. Mientras que las quebradas Agua Dulce, Agua Salada, Peña Colorada, Moto, Grande y Honda, dirigen el flujo directamente al rio Andamayo, que en todo su recorrido se une con el Chili. Las simulaciones muestran que los máximos alcances de los flujos piroclásticos densos son de hasta 25 km desde su origen.

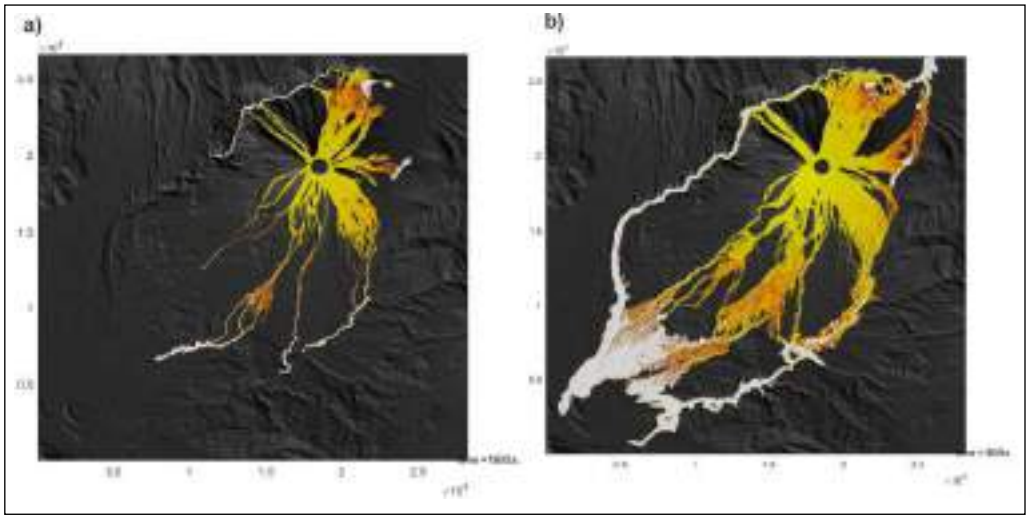


Figura 4.29 Simulaciones por flujos piroclásticos con VolcFlow de 1 fase en el volcán Misti, realizadas con volúmenes entre 100-1000 x10^6 m^3, perteneciente al escenario IEV 5 (Pliniano).

Las simulaciones utilizando el VolcFlow de 2 fases, muestran resultados de flujos piroclásticos tanto de la parte densa como la diluida. El mapa final generado en base a las simulaciones realizadas corresponde a un mapa probabilístico de ocurrencia de eventos en base a escenarios propuestos.

SIMULACIÓN DE FLUJOS PIROCLÁSTICOS POR COLAPSO DE DOMO

Se realizaron satisfactoriamente las simulaciones para flujos piroclásticos por colapso de domo en el volcán Misti.

Simulación por colapso total de domo

En la figura 4.30 se puede observar que, el flujo se desborda desde su origen, hacia los flancos NO, NE, S y SE. Al simular el colapso total del domo originado en el cráter más pequeño del volcán Misti, se puede apreciar que las quebradas San Lázaro, Pampa Blanca, Huarangal, Agua Dulce, Agua Salada, Grande, Honda, son afectadas por el emplazamiento de flujos piroclásticos de bloques y cenizas. Estos PDC´s llegan a tener un recorrido aproximado de hasta 20 km desde su origen.

Simulación por colapsos de domo parciales

Se realizaron simulaciones representando colapsos sectoriales del domo, tomando en cuenta una fuente en media luna ubicada en el sector SO, S, SE al borde del domo. Se observa que, el flujo se desborda desde su origen, hacia zonas más bajas, debido a la densidad de dichos flujos, los cuales se encauzaron. En su transcurso por la zona sur, se observa que el flujo desciende por las quebradas San Lázaro, Pampa Blanca, Huarangal, Agua Dulce, Agua Salada, Grande, Honda. Estos flujos llegan a tener alcances de hasta 15 km desde su origen.

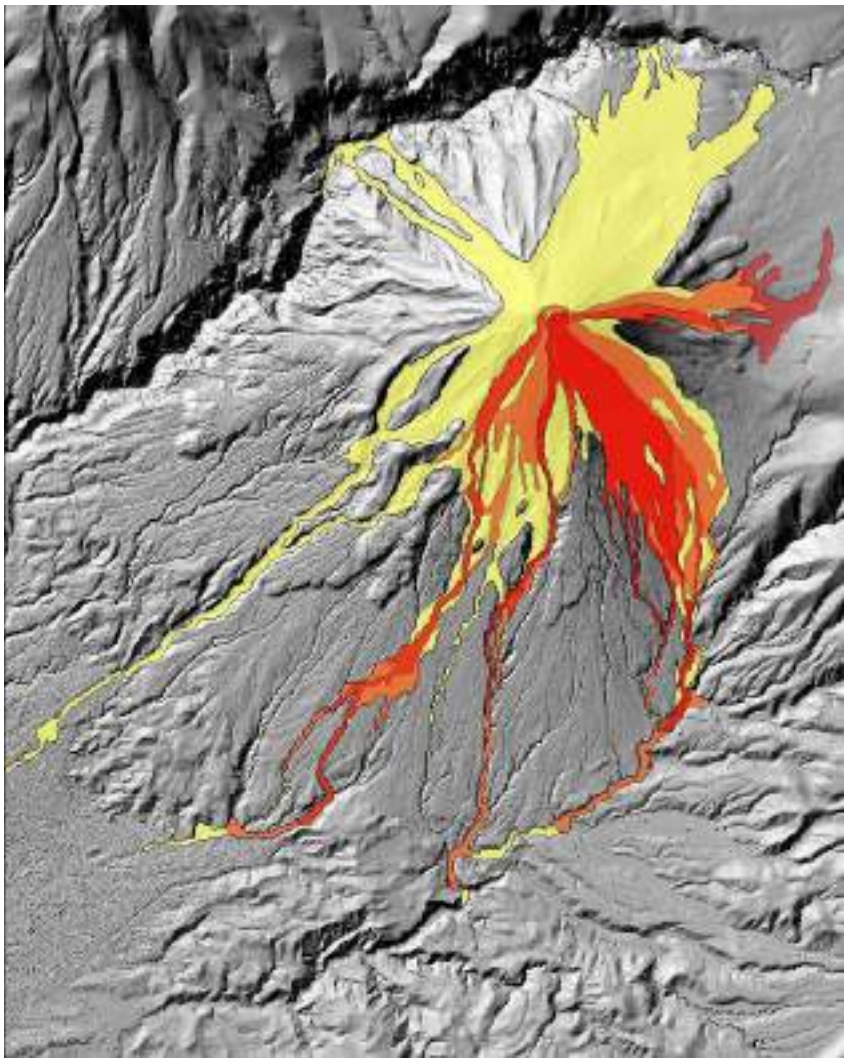


Figura 4.30 Resultados de las simulaciones, generando un mapa de peligros por flujos piroclásticos por colapso de domo. El color rojo y anaranjado corresponde a colapsos sectoriales ($20x10^6$ m^3) y color amarillo es el colapso total del domo ($50x10^6$ m^3).

MAPA DE PELIGROS POR FLUJOS PIROCLÁSTICOS (PDC´s) DEL VOLCÁN MISTI

Las simulaciones realizadas para flujos piroclásticos del volcán Misti están de acorde a los siguientes escenarios: Alto Peligro (1 a 50 millones de m^3; IEV 2 y 3), Moderado Peligro (50 a 100 millones de m^3; IEV 3 y 4), y Bajo Peligro (100 a 1000 millones de m^3; IEV 5) (figura 4.31). El mapa final generado en base a las simulaciones realizadas corresponde a un mapa probabilístico de ocurrencia de eventos en base a escenarios propuestos. Se han considerado simulaciones tanto de la parte densa, así como la diluida de los flujos piroclásticos, simulaciones de colapso de domo, utilizando el código VolcFlow de 1 y 2 fases. Para la delimitación de las zonas de peligros se utilizó un cálculo estadístico de cuartil percentil.

La zona de alto peligro (rojo) comprende los sectores proximales y mediales desde el cráter del volcán Misti (hasta 13 km), donde la parte densa de los PDC's se encausaría por las quebradas Pampa Blanca, Huarangal, Agua Salada, Peña Colorada, Grande Moto, al S, SE, y E del volcán Misti, así como las quebradas ubicadas al N. Se vería afectada la central hidroeléctrica de Charcani V, ganadería y agricultura cercana al volcán. Además, la ciudad de Arequipa podría ser afectada por flujos piroclásticos que descienden por la quebrada Huarangal.

La zona de moderado peligro (anaranjado) comprende los sectores mediales desde el cráter del volcán Misti (hasta 14 km), donde la parte densa se encausaría por las quebradas San Lázaro, Pampa Blanca, Huarangal, Agua Salada, Peña Colorada, Grande Moto, al S, SE, y E del volcán Misti expandiéndose hasta llegar al río Chili y Andamayo, así como las quebradas ubicadas al N. Los distritos de Alto Selva Alegre, Mariano Melgar y parte de Paucarpata podrían ser afectados por el emplazamiento de PDC's, tanto de los flujos densos, así como por oleadas piroclásticas. Se vería afectadas la central hidroeléctrica de Charcani I-II-III-IV-V, así como la represa Aguada Blanca, ganadería y agricultura cercana al volcán.

La zona de bajo peligro (amarillo) comprende los sectores mediales y distales desde el cráter del volcán Misti (hasta 25 km), donde la parte densa se encausaría por las quebradas Pastores, San Lázaro, el Chical, Pampa Blanca, Huarangal, Agua Salada, Peña Colorada, Grande Moto, al SO-S-SE del volcán Misti expandiéndose hasta llegar a los ríos Chili y Andamayo, así como las quebradas ubicadas al N. Los distritos de Alto Selva Alegre, Mariano Melgar, Paucarpata, el cercado de Arequipa, Miraflores, Socabaya, Chiguata y parte de Yanahuara, se verían afectados por el emplazamiento de PDC's, tanto de los flujos densos, así como por oleadas piroclásticas. Se vería afectadas la central hidroeléctrica de Charcani I-II-III-IV-V, así como la represa Aguada Blanca.

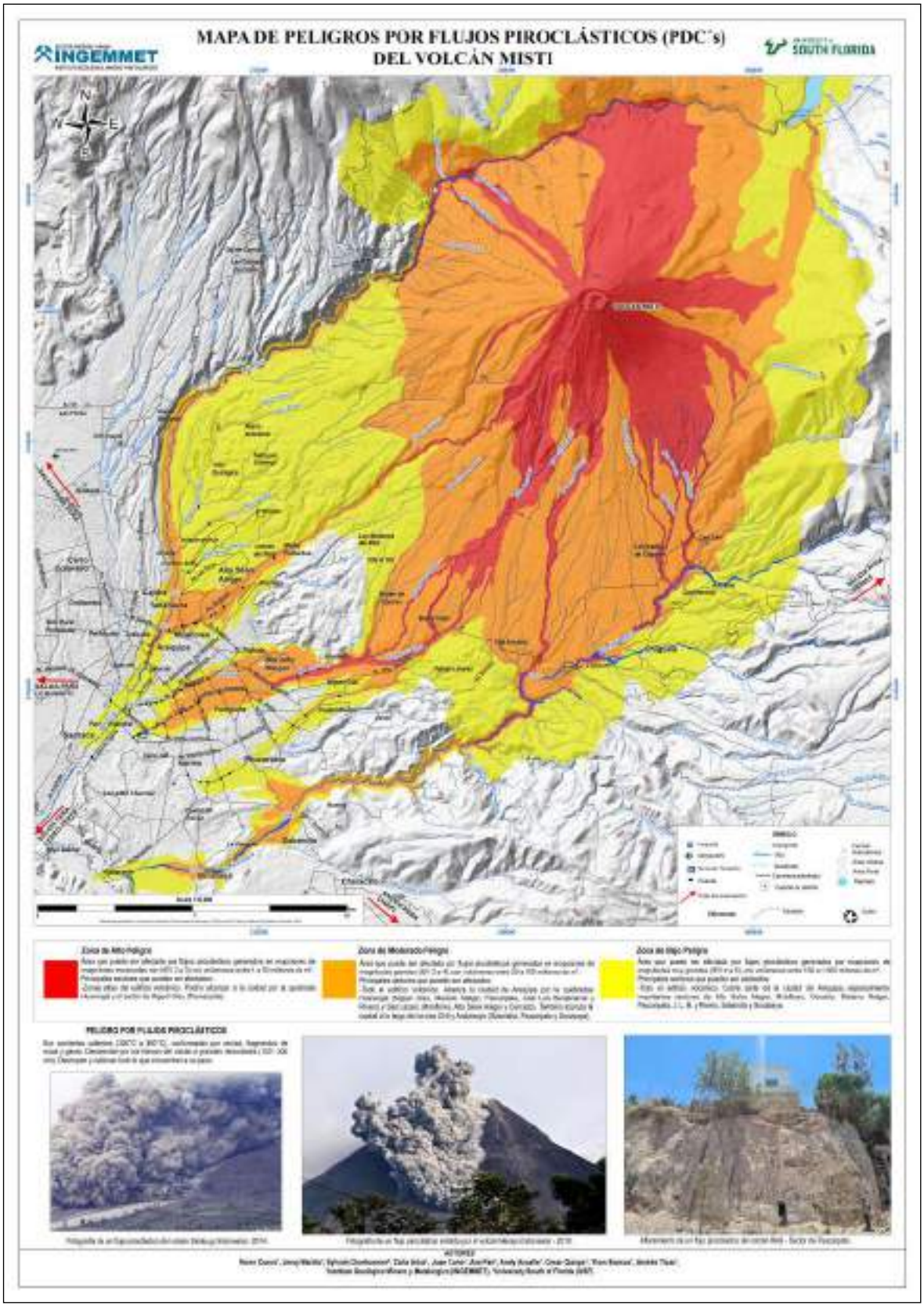


Figura 4.31 Mapa de peligros por flujos piroclásticos del volcán Misti.

4.4 MAPA DE PELIGROS POR FLUJOS DE LAVA

Los flujos de lava son corrientes de roca fundida, que son expulsadas por el cráter o fracturas en los flancos del volcán. El rango de temperatura de la mayoría de los flujos esta entre 800-1200 °C. Pueden fluir por el fondo de los valles y alcanzar varios kilómetros de distancia, alcanzando más de 8 km del centro de emisión (Francis, 1993). Las velocidades de avance de las lavas y el alcance de los mismos varían en función de la tasa de emisión, pendiente del terreno y la viscosidad de la lava (Walker, 1973).

Algunos de los volcanes de la Zona Volcánica Central (ZVC) de los Andes, presentan lavas viscosas, que normalmente se enfrían en la zona del cráter, formando domos o llegan a recorrer 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., 2011), en el volcán Ubinas recorrieron entre 3 y 5 km de distancia (Rivera, 1998). A diferencia de las lavas basálticas, las de composición intermedia a félsica (andesíticas, dacíticas y riolíticas) son más viscosas. Típicamente, 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 raramente representan un peligro para la vida humana debido a la lentitud de su desplazamiento y la posibilidad de predecir con bastante aproximación la dirección de su movimiento (Harris & Rowland, 2015). Sin embargo, los flujos de lava pueden causar la destrucción total de los edificios, carreteras y otras obras de infraestructura que se encuentren a su paso siendo la única protección efectiva la evacuación antes de la llegada del flujo de lava. En el último siglo, al menos 19 zonas pobladas fueron destruidas o dañadas por corrientes de lava de seis de los volcanes más activos, Vesubio, Monte Etna, Kilauea, Pitón de la Fournaise, Nyiragongo y Mauna Loa; alrededor de 2,65 millones de personas están amenazadas por erupciones efusivas. Para pronosticar mejor los daños potenciales, se requieren modelos cuantitativos de la propagación del flujo de lava en topografías volcánicas reales (Costa & Macedonio 2005).

TIPOS DE FLUJOS DE LAVA

Para caracterizar y clasificar los flujos de lava, una estrategia frecuentemente adoptada se basa en una clasificación tripartita descriptiva relacionada con sus superficies o la presencia de características peculiares, incluidas las lavas pahoehoe, a'a y en bloques (Macdonald, 1953). Recientemente, Harris & Rowland (2015) propusieron muchos subtipos para clasificar mejor los flujos de lava.

Figura 4.32 Imagen Google Earth que muestra los flujos de lava que se emplazaron desde el cráter del volcán Misti.

FLUJOS DE LAVA PAHOEHOE

Se caracteriza por una superficie lisa, con amplias olas o montículos y balanceos locales. A veces su superficie contiene pliegues ("cuerdas"), crestas de presión y túmulos (ampollas de lava) (Harris & Rowland 2015). Su forma típica es lobulada y su espesor puede variar de centímetros a metros. La estructura de una unidad pahoehoe está compuesta por una corteza delgada que se espesa con el tiempo y contiene un núcleo caliente que aún puede moverse debajo de ella (Hon et al., 1994). La formación de pahoehoe está relacionada con tasas de avance muy bajas. La parte interna de un flujo de lava pahoehoe se caracteriza por la presencia de tubos de lava y vesículas con forma esferoidal suave. Los tubos de lava pueden colapsar produciendo grandes canales abiertos y depresiones en la superficie de flujos más antiguos

FLUJOS DE LAVA A'A

Este tipo de flujo puede alcanzar espesores de entre 0,5 y 3 m, y en ocasiones hasta unos 20 m. (Vallejo, 2017). Se caracterizan por una superficie autobrechada y costras basales, un interior coherente que se denomina núcleo. El núcleo es fluido y deformable mientras que el flujo de lava este activo, sus afloramientos se caracterizan por un núcleo coherente intercalado entre dos capas de autobrechas (Harris & Scott, 2015). Flujos de lava del tipo a´a y pahoehoe son típicos de flujos basálticos que surgen de fisuras o respiraderos centrales que alcanzan largas distancias (>100 km). Los flujos de lava basáltica pueden ser emitidos desde respiraderos como: flujos coherentes de pequeñas bocas, del desbordamiento, de la ruptura de un lago estancado en un cráter (Cas y Wright 1987). Puede ocurrir una transición de la morfología de la superficie a través de la distancia, desde un pahoehoe suave hasta una a'a rugosa (Kilburn & Lopes 1991).

FLUJOS DE LAVA EN BLOQUES

Los flujos de lava en bloque son más gruesos que los otros tipos de flujos de lava, con decenas de cientos de metros de espesor, creciendo a menudo hasta más de 10 veces de su espesor inicial (Kilburn, 2015). Son típicamente andesíticos, dacíticos y riolíticos, pero también se pueden encontrar composiciones basáltico-andesíticas (Harris & Rowland, 2015). La estructura interna es similar a los flujos de tipo a'a, mostrando un núcleo coherente y denso entre dos capas autobrechadas. La principal diferencia con el tipo a'a reside en los fragmentos que son más grandes y de forma menos irregular (Vallejo, 2017). Las estructuras y características superficiales están relacionadas con el cizallamiento, plegado y pandeo de la lava en los márgenes del flujo mientras que los diques se caracterizan por estar compuestos de escombros.

FORMA Y TAMAÑO

El tamaño y la forma de los flujos de lava pueden variar en órdenes de magnitud y dependen en gran medida de la reología de la lava y la distribución de los flujos sobre la topografía. La evolución de los flujos de lava está controlada por muchos factores, incluida la tasa de derrame, el volumen, la topografía y la reología, que a su vez depende de la composición de la lava, así como de la desgasificación y el enfriamiento durante el emplazamiento (Harris & Rowland 2001; Castruccio et al., 2014).

METODOLOGÍA PARA ELABORACIÓN DE MAPA DE PELIGROS

Para la elaboración del mapa de peligros por flujos de lavas, hemos seguido los siguientes pasos:

1. RECOPILACIÓN DE INFORMACIÓN

Se ha recopilado información acerca de flujos de lava en el volcán Misti y volcanes análogos, así como también de alcances de estos depósitos (tabla 24, 25, 26 y 27).

Tabla 24

Resumen de datos de magnitud y frecuencia para flujos de lava del volcán Misti (tomado y modificado de Sandri et al., 2014).

PRODUCTO	ESTILO DE ERUPCIÓN	ESPESOR APROXIMADO	VOLUMEN APROXIMADO	TIEMPO DE RETORNO
Flujo de lava	Efusivas y domos de lava	10 a 50 m	1 a varios km^3	5,000 a 10,000 antes de 50,000 años

Tabla 25

Información de volcanes del sur del Perú, donde se muestran las características de los flujos de lava emplazados.

VOLCÁN	GRUPO	EDAD	ALCANCE	ESPESOR	COMPOSICIÓN	REFERENCIA
Tutupaca	Secuencia Lávica Inferior	-	12- 14 km	secuencia de 200 m	Andesita	Mariño et al., 2019
	Secuencia lávica intermedia	-	6-8 km	secuencia 150 m	Andesita	
	Secuencia lávica superior	-	5 km	secuencia 250 m	Andesita	
Yucamane	Flujos de lava del volcán Calientes	Pleistoceno superior	4.8 km	-	-	Rivera et al., 2018
	Flujos de lava del volcán Yucamane	-	< 5 km	-	-	
Ubinas	Flujo de Lava P-U1	-	-	30-60 m	-	Rivera et al., 2011
	Ubinas IIa	Base del cono superior del Ubinas	5 km	20-40 m	Andesita – Dacita	
Sara Sara	< 14 ka	-	15 km	-	Dacita	Cueva 2016; Rivera et al., 2020
	Flujos de Lavas estratocono superior.	-	4.5 km	40-80 m	Dacita	
	Flujos de lava dacítica “reciente”.	14 ka	> 14 km	-	Dacita	
	Lavas del estratocono superior	-	15 km	-	Dacita	
Ampato - Sabancaya	Flujos de lava	-	-	20-60 m	Andesita	Rivera et al., 2016
	Flujos de lavas	410 ± 10 ka.	10 km	10-20 m	Andesita-Dacita	
	Flujos de lavas	217 ± 5 ka.	12 km	20-40 m	Andesita-Dacita	
	Flujos de lavas	-	6 km	-	Andesita	
	Secuencia de flujos de lavas y piroclásticos	.	-	20-50 m	Andesita	
	Flujos de lavas	-	5 km	30-50 m	Andesita	
	Flujos de lavas		< 2 km	secuencia de 180 m	Andesita	
	Secuencia de flujos de lava	40 ± 3 ka.	3 km	20-50 m	-	
	Flujos de lavas andesíticas	-	6 km del Ampato	-	Andesita	
	Flujos de lava con textura «mezcla»			40-60 m	Dacita	
	Flujos de lava andesítica	17 ± 6 ka.	< 3 km	40 a 60 m.	Andesita	
	Flujos de lava del cono central	-	-	40-60 m	Andesita – Dacita	
	Flujos de lava	-		20-30 m	Andesita – Dacita	
	Flujos de lava	-	5.5 km	30-60 m	Andesita – Dacita	
	Flujos de lava andesítica y dacítica	-	4 km	40 m <	Andesita – Dacita	
	Flujos de lava del cráter adventicio.	-	4.8 km	30-50 m		

Tabla 26

Recopilación de emisiones de flujos de lava en volcanes análogos al Misti.

VOLCÁN	PAÍS	DURACIÓN	ALCANCE	VOLUMEN	REFERENCIA
C.V. Puyehue – Cordón Caulle	Chile	04/06 al 15/06 de 2011		0.4545 km^3	Tuffen et al., 2013
El reventador	Ecuador	2002-2009	1.7 (mayor alcance)	4.66 x 10^6 m^3	Vallejo, 2017
		2012-2014			

El volcán Reventador es uno de los volcanes más activos en Ecuador desde el año 2002, sus erupciones se han caracterizado por ser del tipo vulcaniana y estromboliana con la generación de flujos de lava.

Tabla 27

Parámetros ingresados para la simulación de flujos de lava, tomando en cuenta parámetros que se podría considerar en las simulaciones de flujos de lava en el Misti.

VOLCÁN	VISCOCIDAD	ESPESOR	TASA DE EFUSIÓN	COMPOS.	TASA DE ERUPCIÓN	% CRISTALES	ANCHO/ PROFUNDIDAD	REFERENCIA
Isluga Lascar (Chile)	1000 Pa. s	30 m	80 m^3/s	-	-	0.3	1	Alfredo & Esquivel, 2018
San Pedro (Chile)	671.1 – 38459 Pa. s	30-70 m	0.1 m^3/s	Andesita-Dacita	120-520 m^3/s	10	3.6	Alcozer et al., 2022
Etna (Italia)	3776 Pa. s	-	30.68 m^3/s	-	-	0.3	6.19	Massoux et al., 2016
Nyamuragira (El Congo)	100	-	155 m^3/s	-	-	0.1	0.75	Massoux et al., 2017

2. PLANTEAMIENTO DE ESCENARIOS ERUPTIVOS

El volcán Misti típicamente ha emitido lavas viscosas de composición andesítica a dacítica. Las lavas más distales alcanzaron entre 10-12 km de distancia en dirección suroeste. Sin embargo, las lavas del volcán Misti han alcanzado distancias promedio entre 5-8 km. Erupciones efusivas en el volcán Misti no han sido frecuentes, especialmente durante los últimos 50 ka años, período en el cual han predominado erupciones explosivas (Legros, 2001) (figura 4.33). Los flujos de lava que emitió el volcán Misti, han sido flujos de lava en bloques con espesores entre 20, 100 y 150 m y tienen longitudes desde 0.5 a 3 km, calculándose volúmenes de 0.01, 0.02 y 0.16 km^3 y de composición andesítica a dacítica (Mariño et al., 2016).

Por lo anteriormente señalado, se han producido erupciones efusivas en un rango de alrededor de 50 mil años, por tanto, es poco probable que ocurran erupciones efusivas en el volcán Misti. De suceder una erupción efusiva, es muy posible que las lavas posean composición andesítica a dacítica y por tanto tengan alta viscosidad. Se están considerando escenarios de emisiones de flujos de lava asociadas a erupciones menores con espesores de 15 a 40 m, flujos de lava asociadas con erupciones intermedias con espesores de 40 a 80 m y erupciones mayores con espesores entre 80 a 150 m, considerando una tasa de efusión de 300 m/s para todos los escenarios. Se ha tomado en cuenta valores de lavas de composición andesítica.

3. PUNTOS DE INICIO

En caso de suceder una erupción efusiva, el punto de emisión más probable sería desde el cráter, para que los flujos discurran por los flancos del volcán es necesario rebasar el tope de los dos cráteres, una vez rebasado, los flujos discurrirían por los bordes de menor altura, siendo el borde sureste y suroeste por donde discurrirían los primeros flujos de lava (tabla 28). Se han realizado simulaciones de flujo de lava con 3 puntos de inicio (P1, P2 y P3) al borde suroeste, sur y sureste del volcán Misti (figura 4.33).

Tabla 28

Puntos de inicio para las simulaciones de flujos de lava.

PUNTO DE INICIO	ESTE (m) – Zona 18	NORTE (m) – Zona 18
P1	242530	8196311
P2	242787	8196252
P3	243134	8196289

Figura 4.33 Imagen satelital que muestra los puntos de inicio para la simulación de flujos de lava del volcán Misti.

4. PARÁMETROS DE ENTRADA PARA LA SIMULACIÓN CON Q-LavHA

Los parámetros reológicos que controlan la dinámica de los flujos de lava son la viscosidad y el límite elástico, que a su vez depende de la composición química, la cristalinidad y el contenido de burbujas. Existen numerosos modelos para la estimación de la reología, en su mayoría desarrollados para flujos de lava basáltica y pocos para flujos de lava andesítica (Vallejo, 2017).

Q-LavHA (Quantum-Lava Hazard Assessment; (Mossoux et al., 2016) es un complemento gratuito de QGIS que simula la probabilidad canalizada de inundación de flujo de lava a partir de uno o más centros eruptivos regularmente distribuidos en un modelo digital de elevación (DEM). Q-LavHA modela la propagación de los flujos de lava utilizando un modelo probabilístico de pendiente más pronunciada (Felpeto et al., 2007).

Dirección del flujo

La filosofía inicial detrás de Q-LavHA es similar al análisis realizado para el camino de descenso más pronunciado: utilizando el DEM, el modelo intentará estimar hacia donde irá el flujo a continuación en función del máximo de los píxeles circundantes. Sin embargo, Q-LavHA utiliza un enfoque probabilístico para estimar esta dirección del flujo.

Un flujo de lava es un fluido no newtoniano con límite elástico, lo que significa que puede escapar del camino más empinado y propagarse lateralmente, llenar depresiones y superar obstáculos topográficos. Para tener en cuenta esto, Q-LavHA introduce 2 factores correctivos:

- Hc, que representa el espesor del flujo.
- Hp, que representa la capacidad de un flujo para inflarse.

Estos dos parámetros juntos ayudan a evitar que el flujo modelado quede atrapado en un bajo topográfico y permitirán que se propague lateralmente, como sucedió en La Palma en 2021. La estimación inicial de la trayectoria de descenso más pronunciado se realiza de forma estocástica de manera similar a lo que analizamos anteriormente. Conceptualmente, una salida de Q-LavHA está constituida por la simulación de miles de flujos de lava (1500 por defecto).

Longitud del flujo

- La longitud del flujo es una métrica crítica del peligro del flujo de lava. Sin embargo, dado que depende de una interacción compleja entre las condiciones de la erupción en la fuente, la reología del flujo y la topografía a través del tiempo y el espacio, modelar la física caso por caso de cada flujo no es realista en contextos de evaluación de peligros. Por esta razón, Q-LavHA propone tres alternativas para calcular la longitud máxima del flujo:

- Una longitud máxima definida por el usuario, utilizando distancias euclidianas o de Manhattan.
- Una función de probabilidad decreciente basada en bases de datos de flujo existentes.
- El modelo de flujo limitado por enfriamiento FLOWGO

Q-LavHA ofrece tres principales ventajas: la introducción de pocos parámetros de entrada, rapidez en el cálculo y versatilidad para distintos tipos de análisis de peligrosidad, por lo que se considera buena opción para simular flujos de lava. Sin embargo, este tipo de modelo tiene dos inconvenientes principales, no aporta información temporal y puede sobreestimar el alcance de la erupción, sobre todo porque la mayor parte de los casos no se cuenta con la información inicial o de las propiedades físicas de la erupción.

Q-LavHA utiliza simplificaciones de FLOWGO. Es un modelo numérico que describe la evolución térmica y reológica de un flujo de lava contenido en un canal (Harris & Rowland, 2001). La lava se considera como un fluido de Bingham incompresible. Este modelo simula la parte del flujo de lava limitada por un canal y no tiene en cuenta la zona de lava dispersa cerca del frente (Lipman y Banks, 1987; Rowland et al., 2005). La evolución termo-reológica del volumen de lava que fluye en este canal se simula a lo largo de la trayectoria de mayor pendiente derivada de un Modelo Digital de Elevación definido por el usuario. La longitud máxima se obtiene cuando la velocidad se hace cero (Harris & Rowland, 2001). Este modelo de enfriamiento y cristalización fue creado para flujos de lava de composición basáltica y fue probado en flujos de lava como los del volcán Misti: i) reconstruir los regímenes de flujo de lava del pasado en Mauna Loa, Kilauea y Etna, ii) determinar la tasa de efusión y otras características cuantitativas para las erupciones de Fernandina de 1995 y Cerro Azul de 1998 (Galápagos; Rowland et al., 2003), iii) determinar las longitudes limitadas de enfriamiento de los flujos de lava alimentados por canales y evaluar el peligro de los flujos de lava en Mauna Loa (Rowland et al., 2005; Riker et al., 2009), iv) producir la mejor predicción de las condiciones térmicas y reológicas para el flujo de lava en un canal activo de ~1,6 km de longitud en el Etna (Harris et al., 2007) y v) evaluar la distancia potencial de salida de un flujo de lava alimentado por un canal, para valorar la inundación del riesgo de flujo de lava en las zonas cercanas al Etna (Harris et al., 2011). Los resultados del modelo FLOWGO son muy sensibles a las dimensiones iniciales del canal y al contenido de fenocristales, siendo incapaz de reproducir el rápido aumento observado en el contenido de microlitos en las proximidades de los valles (Wantim et al., 2013).

Se ha simulado los escenarios propuestos con el código Q-LavHa, utilizando los siguientes parámetros (tabla 29):

- **DEM:**

Se ha empleado un modelo de elevación digital de 4 m, proporcionado por el área de Imágenes Satelitales y Teledetección del Ingemmet. Los formatos compatibles son .asc y .tif.

- **Punto de inicio:**

El punto de inicio puede ser un punto, área o línea. En nuestro caso introducimos la coordenada UTM manualmente.

- **Hp-Hc:**

Son factores de corrección relacionados con el espesor mínimo (Hp) y máximo (Hc) de los flujos de lava a simular, permiten a la simulación que sobrepase pequeños obstáculos topográficos, rellenar depresiones y son necesarios en los 3 modelos de simulación.

- **H16:**

Si la línea de flujo de lava llega a una fosa, que es demasiado profunda para ser superada por los factores de corrección Hc y Hp, Q-LavHA incluye la opción de considerar los 16 píxeles circundantes siguientes (H16). Si la línea de flujo de lava puede propagarse a uno de los 16 píxeles circundantes, continúa su camino. Si no, la simulación se detiene. Se recomienda activar esta opción.

- **Umbral (The Threshold):**

Es la probabilidad mínima considerada en el resultado de la simulación (%). Solo los píxeles que tienen una probabilidad de inundación superior al umbral definido se muestran en el mapa de salida. Los píxeles inundados por un número limitado de líneas de flujo, se consideran como ruido y no se toman en cuenta.

- **Probabilidad al cuadrado:**

Esta opción estrecha los resultados espacialmente porque se incrementa la posibilidad de tomar la pendiente más pronunciada. La segunda potencia induce a que el píxel con las mayores diferencias de elevación tenga una mayor probabilidad, haciendo que la línea de flujo siga la trayectoria de la pendiente más pronunciada (Mossoux et al., 2016).

- **Tasa de efusión (m^3/s):**

Se define como el flujo de lava instantáneo producido por un respiradero (Harris et al., 2007). Por ejemplo, una tasa de efusión de ~3 m^3/s está por debajo de las tasas mínimas que se suponen necesarias para la formación de a'a (Walker 1973; Rowland & Walker 1990). Walker (1973) demostró que los flujos de lava con altas tasas de efusión pueden alcanzar largas distancias (flujos basálticos), mientras que las tasas de efusión bajas son flujos con distancias más cortas (flujos andesíticos).

- **Tasa de erupción (m^3/s):**

Es la tasa media de efusión de lava desde el comienzo de la erupción dividida por el tiempo transcurrido desde el inicio de la erupción. Dado que las erupciones que producen flujos de lava en bloque pueden tener una duración de meses a tres años o más, y las tasas de efusión pueden cambiar de manera rápida durante una erupción, el valor de la tasa de efusión solicitado por Q-LavHA no se usa en el sentido de una velocidad moderadamente rápida (Harris et al., 2007). Para el primer escenario se ha utilizado el valor de 120-300 m^3/s, 100-280 m^3/s para el segundo escenario, 80-260 m^3/s para el tercer escenario.

- **Porcentaje de Cristales:**

El porcentaje se observa en secciones delgadas. Se refiere a la cristalinidad de las diferentes muestras. Un valor de 0.1% es el más adecuado.

- **Relación entre ancho y profundidad:**

Es obtenido con la medida del ancho y profundidad de los canales usando el QGIS. Se ha utilizado el valor bibliográfico de 3.6 (Alcozer et al., 2022).

- **Viscosidad inicial:**

Puede ser hallado bibliográficamente o aplicando el modelo de Giordano et al., 2008, siendo el insumo principal los análisis de elementos mayores. La viscosidad inicial de lava se consideró para una composición andesítica promedio de 1000 P s.

- **DRE:**

Es la equivalente a roca densa, que es la densidad del magma sin burbujas. Se ha obtenido el parámetro de Tenzer et al., 2011. Se ha considerado el valor de 2600 kg/m^3 para el cálculo del volumen.

- **Número de iteraciones:**

Representa el número de simulaciones de flujos de lava. De acuerdo con (Mossoux et al., 2016) se deben considerar mayor a 1500 iteraciones para obtener resultados estables y representativos.

Tabla 29

Parámetros empleados para la simulación de flujos de lava con Q-LavHA.

PARÁMETROS	UNIDADES	ESCENARIO ERUPTIVO		
Estilo de la erupción		Escenario 1 (lavas relacionadas a una erupción vulcaniana	Escenario 2 (lavas relacionadas a una erupción subpliniana)	Escenario 3 (lavas relacionadas a una erupción pliniana)
Cantidad de iteraciones		2000	2000	2000
Hc (Espesor mínimo)	M	15	40	80
Hp (Espesor máximo)	M	40	80	150
Máxima tasa de erupción	m^3/s	300	300	300
Mínima tasa de erupción	m^3/s	120	100	80
Diferencia de paso de las tasas de erupción para cada simulación	m^3/s	30	30	30
Composición		Andesita	Andesita	Andesita
Viscosidad Inicial	Pa S	1000	1000	1000
Fracción inicial de fenocristales	%	0.1	0.1	0.1
Relación entre ancho y profundidad del canal		3.6	3.6	3.6
Temperatura de la erupción	°C	1050	1000	990
Densidad de roca equivalente	kg/m^3	2600	2600	2600

5. SIMULACIONES DE FLUJOS DE LAVA

Q-LavHA es un complemento que intenta acercarse a la realidad de una inundación de flujo de lava a'a canalizada con la mayor precisión posible. Sin embargo, el resultado de la simulación depende de la calidad del DEM utilizado y de los parámetros de simulación seleccionados.

El tiempo para calcular la simulación usando Q-LavHA depende del tamaño y la resolución del DEM (4 m/pixel). Los resultados obtenidos después de una simulación es una integración de líneas de flujos de lava, definido por el número de iteraciones especificados en Q-LavHA. Se han realizado simulaciones considerando los escenarios eruptivos y los valores máximos y mínimos de la tasa de erupción (figura 4.34).

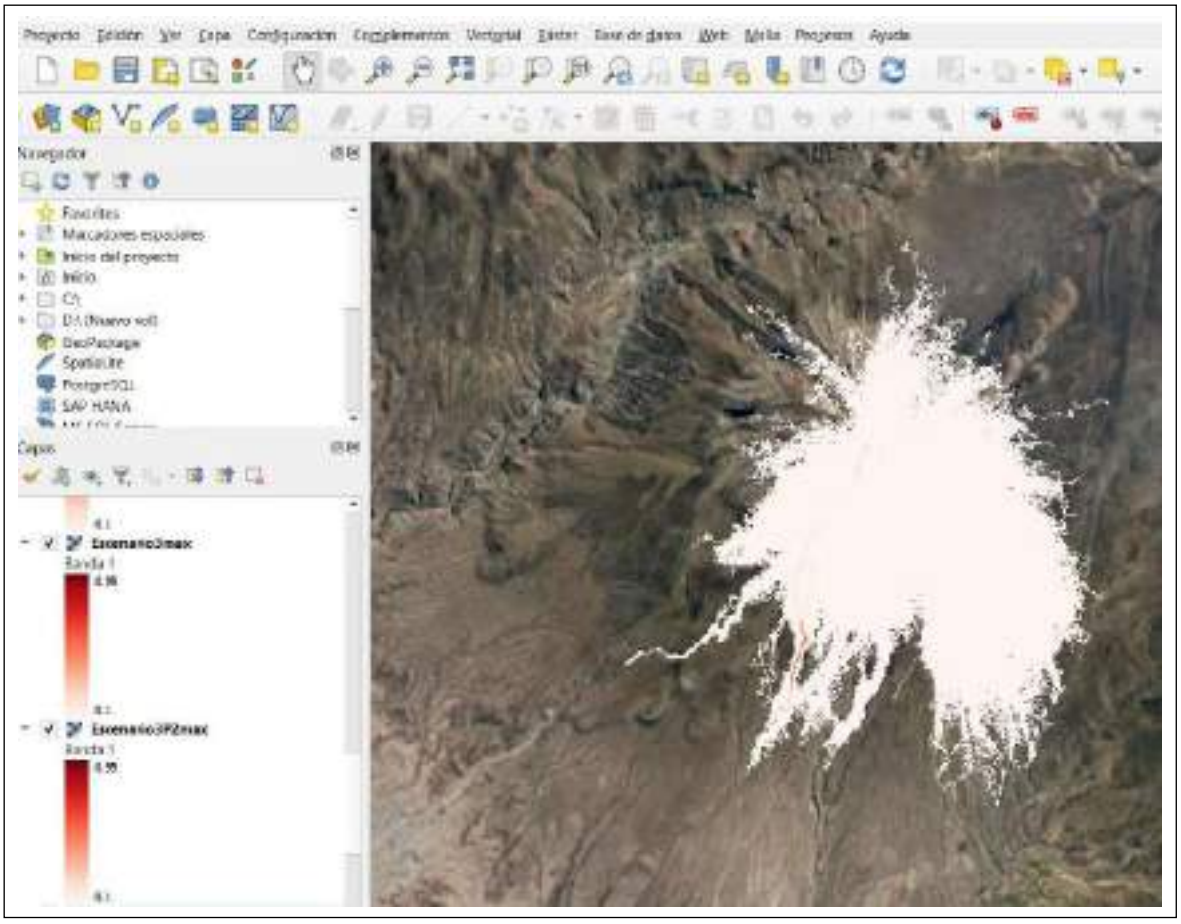


Figura 4.34 Simulaciones realizadas en el volcán Misti con el código Q-LavHA.

6. RESULTADOS

En base a los 3 escenarios propuestos se han realizado 6000 iteraciones con el Q-LavHA FLOWGO (figura 4.35, 4.36 y 4.37).

El resultado producido por Q-LavHA es un mapa ráster que expresa la probabilidad de que un píxel sea inundado por lava.

PRIMER ESCENARIO: FLUJOS DE LAVA RELACIONADA A UNA ERUPCIÓN MENOR

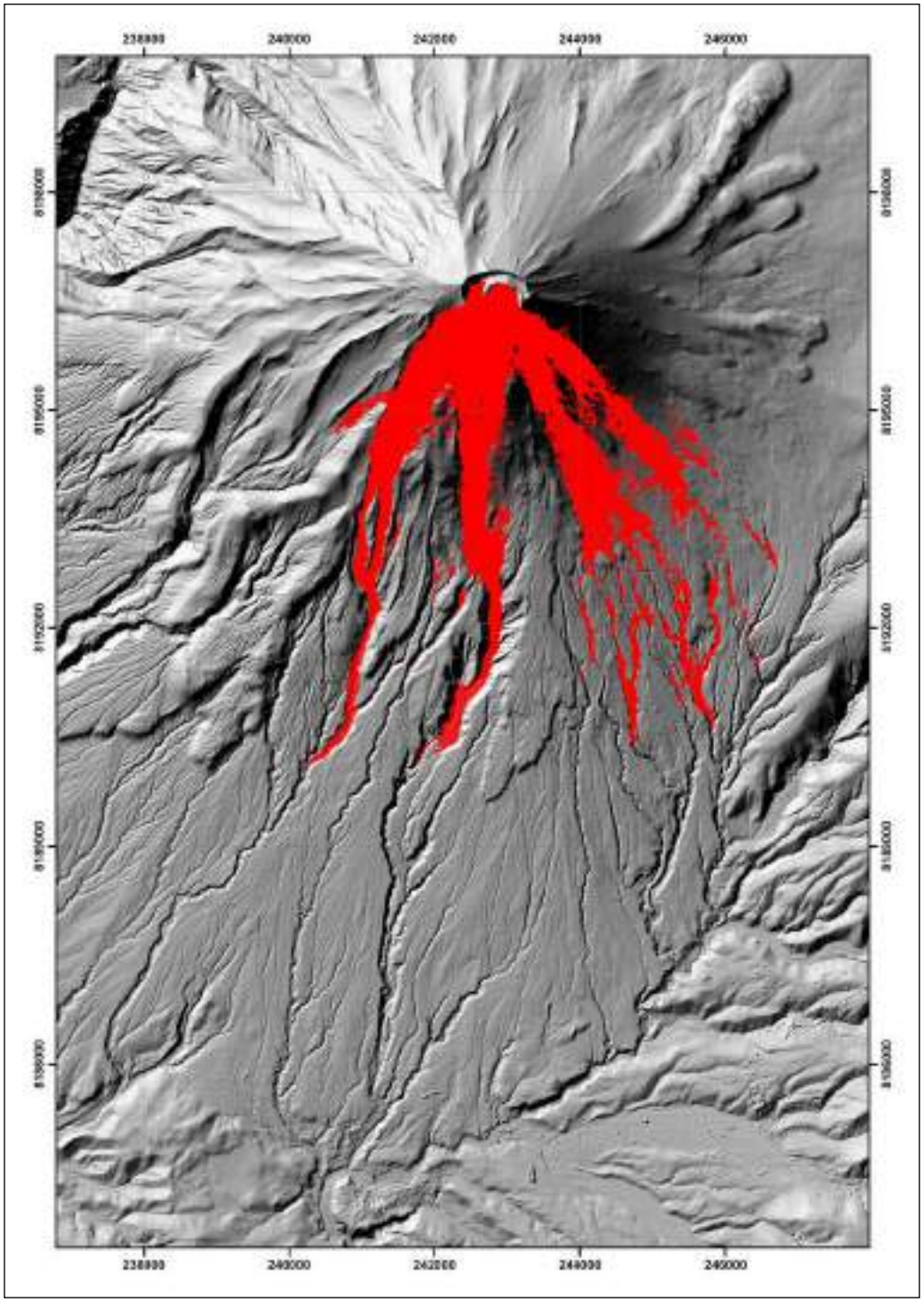


Figura 4.35 Resultados de simulaciones de flujos de lava con Q-LavHA con una tasa eruptiva de 300 m^3/s, punto de inicio P1, P2 y P3.

ESCENARIO: FLUJOS DE LAVA RELACIONADA A UNA ERUPCIÓN INTERMEDIA

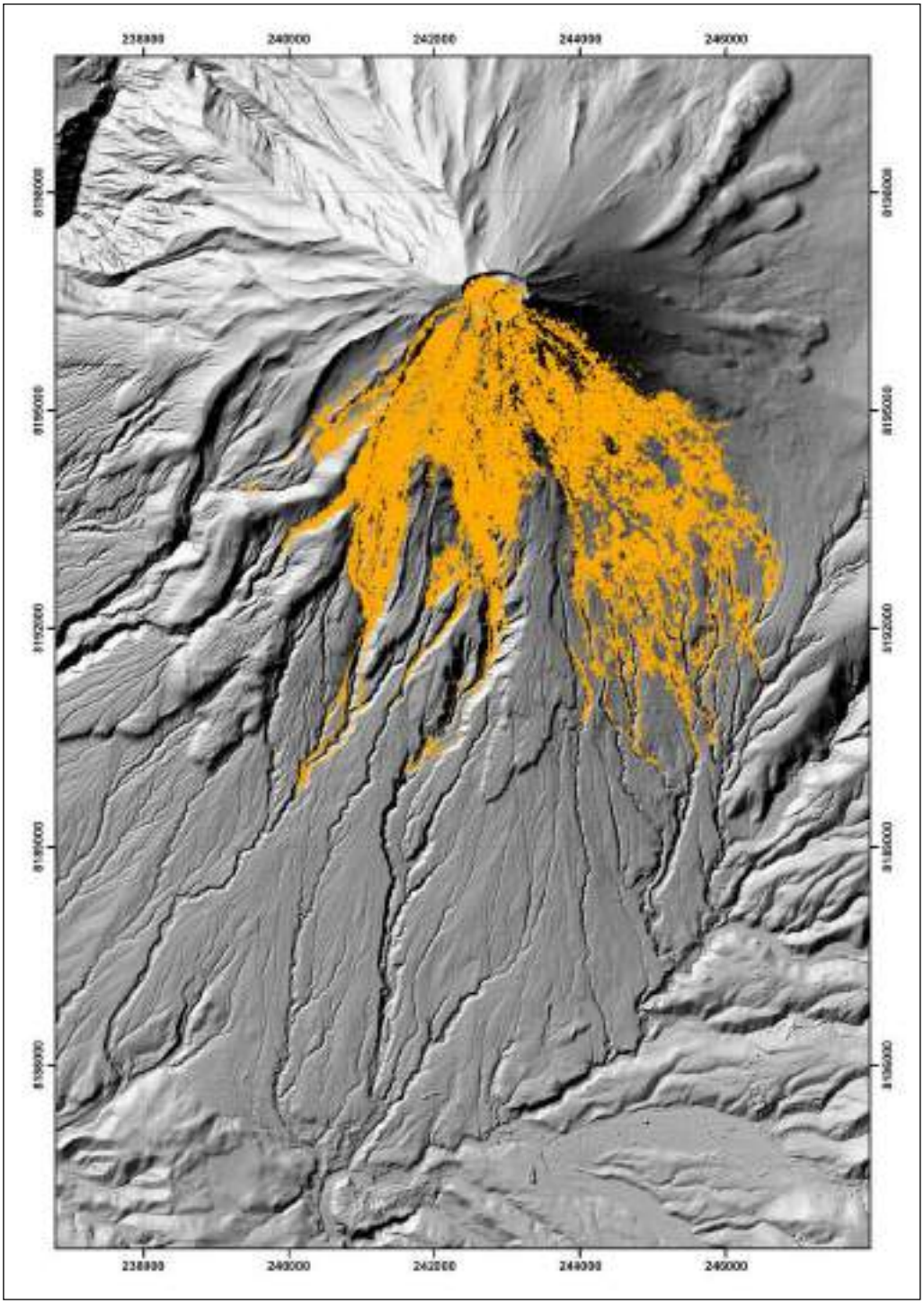


Figura 4.36 Resultados de simulaciones de flujos de lava con Q-LavHA con una tasa eruptiva de 280 m^3/s, punto de inicio P1, P2 y P3.

ESCENARIO: FLUJOS DE LAVA RELACIONADA A UNA ERUPCIÓN MAYOR

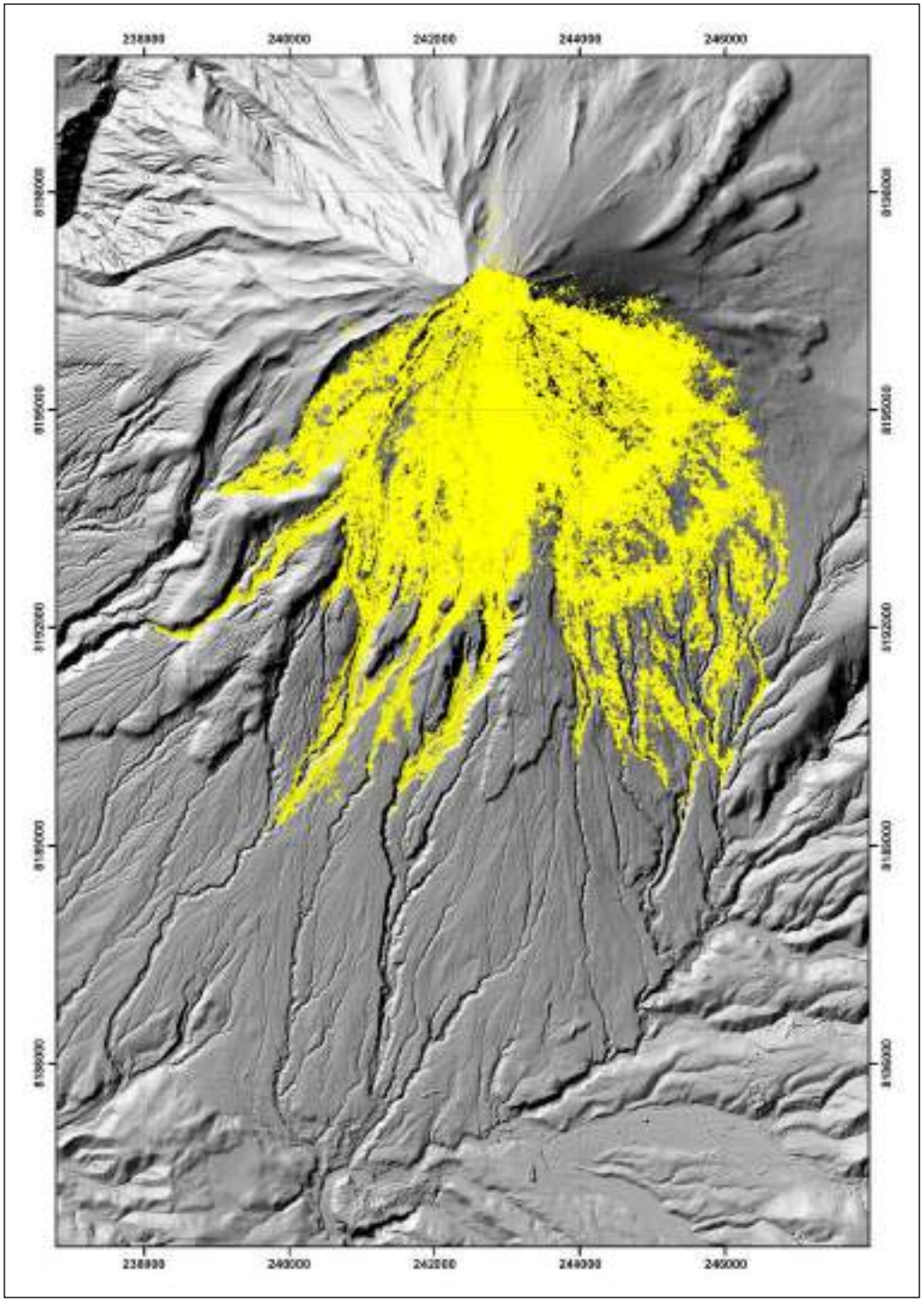


Figura 4.37 Resultados de simulaciones de flujos de lava con Q-LavHA con una tasa eruptiva de 260 m^3/s, punto de inicio P1, P2 y P3.

7. MAPA DE PELIGROS POR FLUJOS DE LAVA

En base a los 3 escenarios propuestos se han realizado 2000 iteraciones para cada escenario con el Q-LavHA - FLOWGO. La zonación de los flujos de lava es obtenida por la combinación de los resultados probabilísticos con los parámetros establecidos en cada escenario (figura 4.38).

En los 3 escenarios los flujos de lava quedan restringidos al sur-sureste en un radio de 9 km, debido a que hay un obstáculo topográfico que impide que se canalice en el sector norte del volcán Misti. Además, los flujos de lava no alcanzarían a los poblados que actualmente se encuentran asentados en las proximidades del volcán.

La zona de alto peligro (rojo) puede ser afectada por flujos de lava entre 15-40 m de espesor, las áreas principalmente afectadas serían los flancos sureste, suroeste del volcán Misti con un alcance entre 5-7 km. Los flujos de lava se canalizarían y rellenarían las principales quebradas Huarangal, Agua Salada, Moto, Honda y parcialmente la quebrada San Lázaro.

La zona de moderado peligro (anaranjado) puede ser afectada por flujos de lava entre 40-80 m de espesor, las áreas principalmente afectadas serían los flancos sureste y suroeste del volcán Misti con un alcance entre 7-8 km. Los flujos de lava se canalizarían y rellenarían las principales quebradas como San Lázaro, Huarangal, Agua Salada, Peña Colorada, Moto y Honda.

La zona de bajo peligro (amarillo) puede ser afectada por flujos de lava entre 80-100 m de espesor, las áreas principalmente afectadas seríanlos flancos sureste y suroeste del volcán Misti con un alcance entre 8-9 km. Los flujos de lava rellenarían y ampliarían su área de afectación a los bordes de las principales quebradas como San Lázaro, Huarangal, Agua Salada, Peña Colorada, Moto y Honda.

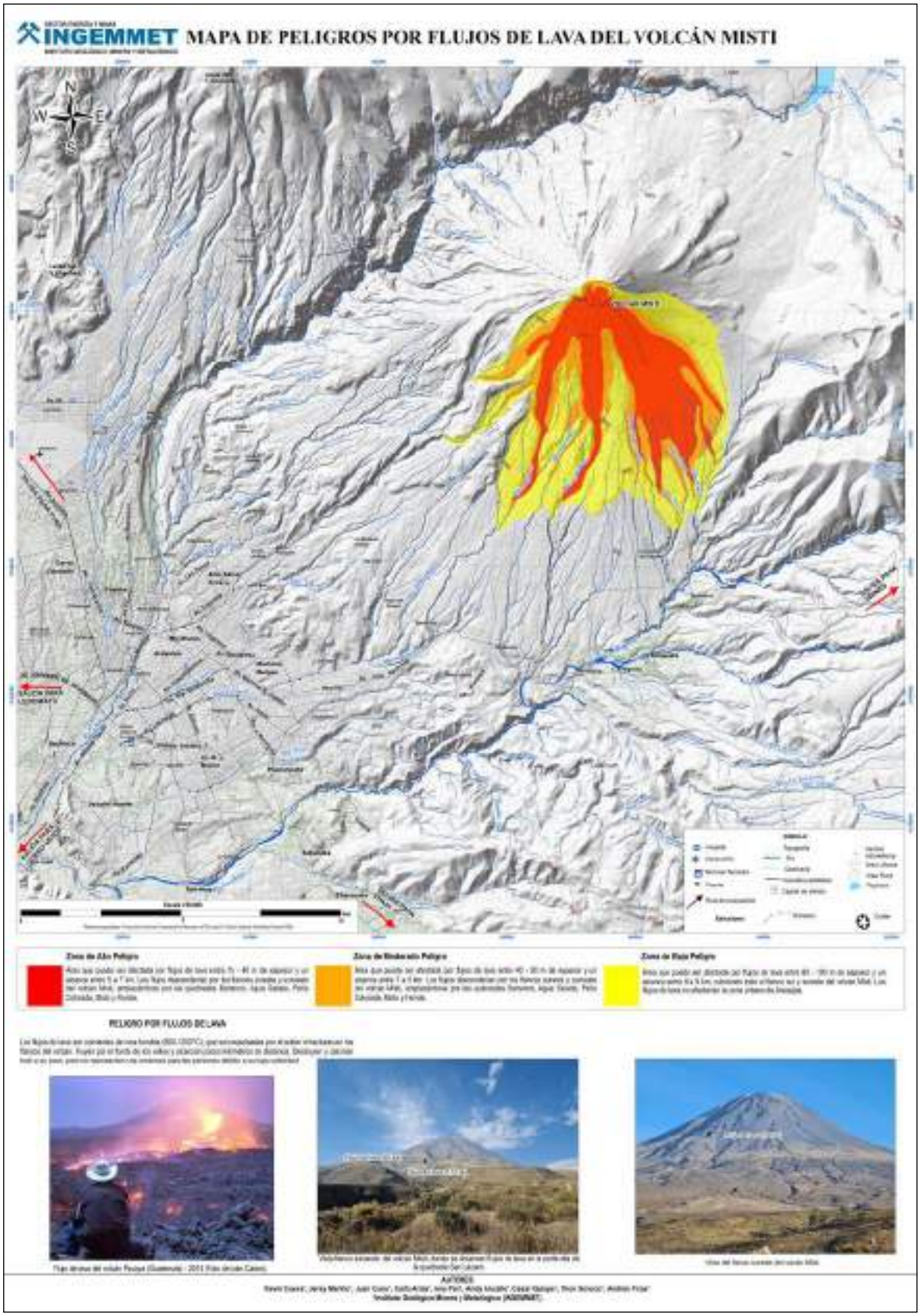


Figura 4.38 Mapa de peligros por flujos de lavas del volcán Misti.

4.5 MAPA DE PELIGROS POR AVALANCHAS DE ESCOMBROS

Las avalanchas de escombros volcánicos resultan del colapso del flanco de edificios volcánicos (Ui 1983; Siebert 1984). Son eventos comunes en la historia de muchos volcanes (Siebert et al., 1987); en tan sólo unos minutos, una avalancha de escombros puede llenar y cambiar el paisaje circundante y cubrir extensas áreas, generando morfologías características como anfiteatros en el edificio volcánico, depósitos con topografía de cerrillos o hummocks (Roverato & Dufresne, 2021).

Los depósitos de avalanchas de escombros volcánicos son similares a los de deslizamientos o avalanchas de roca en ambientes no volcánicos, asemejándose en su forma, morfología y textura. La diferencia entre ambos procesos yace en el volumen de material involucrado. Se presenta mucho mayor en las avalanchas volcánicas debido a la geometría de las superficies de deslizamiento. Las que se caracterizan por abarcar laderas de mayor extensión y ser más profundas y cóncavas (Dufresne et al., 2021). Se forman debido a factores de inestabilidad, tales como la elevada pendiente del volcán, presencia de fallas, movimientos sísmicos fuertes, explosiones volcánicas e inflación por intrusiones como es el caso del St. Helens. Las avalanchas de escombros tienen mayor movilidad que sus similares no volcánicas, sobre todo 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 cizallamiento a la base o presencia de fluidos hidrotermales (Ui et al., 2000).

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), fecha en la que se produjo el colapso del flanco norte del Monte St. Helens (figura 4.39). La avalancha de escombros tuvo un volumen estimado de 2.5 km^3, recorrió más de 18 km de la fuente y alcanzó velocidades del orden de 240 km/h (Brantley & Glicken, 1986; Glicken, 1996).

Figura 4.39 Secuencia de imágenes del Monte Santa Helena antes, durante y después de su erupción el 18 de mayo de 1980. Fue una de las erupciones volcánicas más poderosas y destructivas de la historia de Estados Unidos. La imagen de la izquierda muestra la montaña el día antes de la erupción (fuente: USGS).

Las avalanchas de escombros volcánicos se desarrollan directamente a partir de deslizamientos, y la estructura del depósito representa un vínculo con la configuración inicial del deslizamiento. Esto ha sido muy estudiado con modelos analógicos de deslizamientos volcánicos (Andrade & van Wyk de Vries, 2010; Paguican et al., 2014). Algunas estructuras típicas de los depósitos de avalanchas son las topografías en forma de colinas llamadas hummocks (figura 4.40). Otras estructuras son las torevas, que son bloques deslizantes girados hacia atrás provenientes de la parte alta de la cicatriz de colapso, a menudo preservados en las avalanchas de mayor volumen (Reiche, 1937).

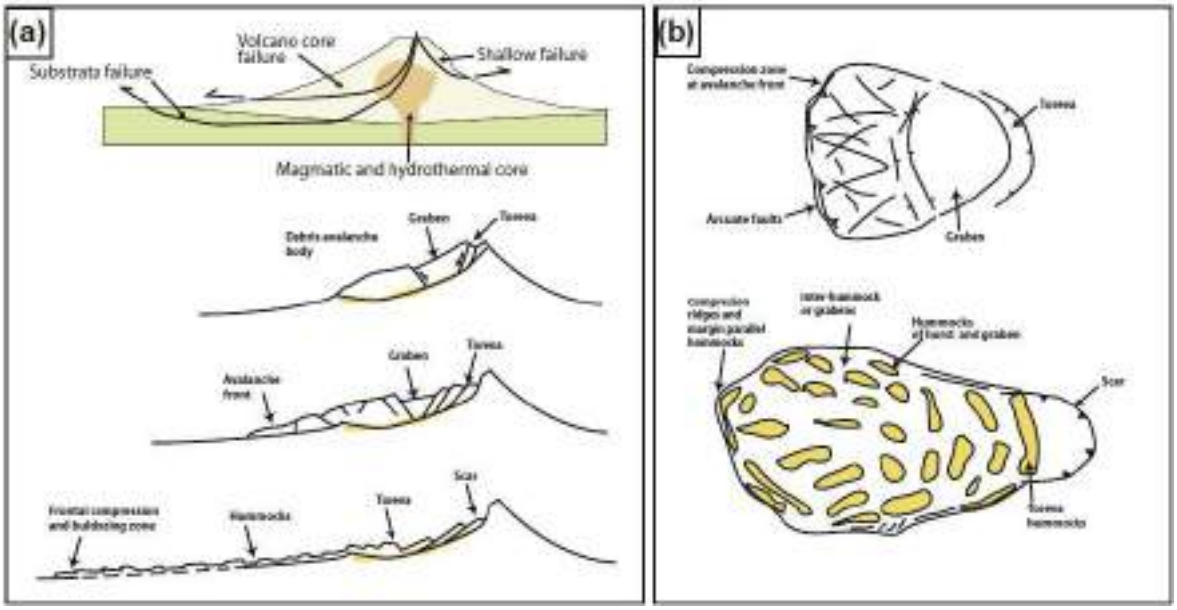


Figura 4.40 Modelo general de una avalancha de escombros volcánicos. (a) Vista transversal de la formación de estructuras durante la propagación de la avalancha. (b) Vista en planta de la formación de hummocks (tomado de van Wyk de Vries, 2015).

FACTORES DE INESTABILIDAD

Son varios los factores que pueden contribuir a la inestabilidad de un edificio volcánico, algunos volcanes son más propensos a colapsar que otros, según su estructura y el entorno en el que se forman. La desestabilización de un edificio volcánico puede tomar miles, decenas de años, o tan solo meses (McGuire, 2003). Los factores de inestabilidad que favorecen el debilitamiento de un edificio volcánico y para el colapso y generación avalanchas de escombros son:

- Basamento, tectónica y fallas
- Pendiente y propagación por gravedad
- Alteración hidrotermal
- Diques e intrusiones magmáticas
- Implicaciones climáticas pasadas y presentes

Por otro lado, tenemos los mecanismos desencadenantes, tales como:

- Erupciones explosivas
- Terremotos

El volcanismo se asocia a zonas de tectonismo activo, donde hay regímenes transcompresionales y transtensionales, por lo que es común que se emplacen sobre zonas de fallas. Las fallas geológicas pueden atravesar un volcán, influyendo en su estabilidad y morfología, también en las direcciones preferenciales de colapso, fracturamiento o intrusiones magmáticas. Las pendientes de estabilidad en los flancos de los volcanes son de alrededor de 35° (Mcguire et al., 1996) y al pasar este límite pueden originarse colapsos en los flancos.

TIPOS DE AVALANCHAS DE ESCOMBROS

Los factores que generan las avalanchas de escombros son variables, pero se han propuesto tres estilos típicos de generación de avalanchas de escombros basados en las erupciones de los volcanes Bezymianny, Bandai y Unzen (Sigurdsson et al., 2000).

METODOLOGÍA PARA ELABORACIÓN DE MAPA DE PELIGROS

Para la elaboración del mapa de peligros por avalanchas de escombros, hemos seguido los siguientes pasos:

1. RECOPILACIÓN BIBLIOGRÁFICA

Son diversos los depósitos de avalanchas ocurridos en otros volcanes que, a pesar de su registro en campo, rara vez se han observado o documentado. En el volcán Misti, de acuerdo al registro geológico se tienen depósitos de avalanchas de escombros en las zonas noroeste, oeste y suroeste. Según los estudios de Thouret et al., 2001, las avalanchas cubren un área de 40 km^2 al suroeste (tabla 30) por la quebrada San Lázaro y al sur por la quebrada Mariano Melgar. Depósitos similares se encuentran en el flanco noroeste del Misti en el cañón de Río Chili.

Se cuenta con una avalancha de escombros en el S y SO del Misti (DA1), con un área de 40 km^2, espesor máximo de 50 m, alcance de 12 km y volumen de 2 km^3 (Thouret et al., 2021).

Según Sandri et al., 2014, la frecuencia de ocurrencia de avalanchas de escombros es significativamente la más baja entre todos los eventos reconocidos alrededor de El Misti, ya que solo se ha cartografiado un depósito de avalanchas de escombros de <110 ka de antigüedad (Thouret et al., 2001; Delaite et al., 2005). Se cuenta con una avalancha de escombros, con un espesor entre 50 a 100 m, con una ocurrencia menor de 100 000 años (Sandri et al., 2014).

Considerando los datos mostrados en el boletín de "Geología y Mapa de Peligros del Volcán Misti" (Mariño et al., 2016), se han identificado afloramientos al sur, oeste y suroeste, con espesores de hasta 70 m en la zona de Villa Ecológica. Se cuenta con una avalancha de escombros en el S, O y SO del Misti, con un área de 40 km^2, espesor máximo de 60 m, alcance de 12 km y volumen de 2.4 km^3 (Mariño et al., 2016).

Según Bernard et al., 2017, 2019; sucesivos derrumbes del volcán Misti han producido tres depósitos de avalanchas de escombros que han sido datados indirectamente (tabla 37).

Tabla 30

Depósitos de avalancha de escombros del volcán Misti, según Bernard 2017.

DEPÓSITO	ZONA	ESPESOR (m)	ÁREA (km^2)	ALCANCE (km)	H/L	EDAD APROX.
DAD distal	Colapso flanco E	>100	100	25	11	1 Ma
DAD proximal	Colapso flanco SO	50	40	12	0.24	112 ka
DAD río Chili						908 ka

En el sur del Perú, se han reconocido depósitos de avalanchas de escombros en los volcanes Tutupaca, Ticsani, Yucamane, Ubinas, entre otros (Rivera et al., 1998; Mariño, 2001; Thouret et al., 2001; Mariño & Thouret, 2003) (tabla 31 y 32).

Tabla 31

Volúmenes y alcances de depósitos de avalancha de escombros en el sur del Perú.

VOLCÁN	DEPÓSITO	EDAD	VOL. (km^3)	ÁREA (km^2)	ESPESOR (m)	ALCANCE (km)	REF.
Tutupaca	Tacalaya				50-100	4-Jun	Mariño et al. 2019, 2021.
	Azufre	6,0 ± 0,7 y 7,8 ± 1,5 ka.			30-40	2.2-3.4 -7	
	Paipatja	218 ± 14 a BP	0.06 - 0.08	Dec-13	150-200	3-Jun	
Ticsani			10.62	70-85	150-200	30-40	Mariño et al. 2001
Ubinas	Ubinas I		2.8		30-200	4-Oct	Rivera et al., 2011
	Ubinas II	3.67 Ma	1.6		40-80	6	
Sara Sara	Renco	1 Ma	2 – 2.5	14-16	200	Dec-15	Rivera et al., 2020
	Quilcata	100-150 ka			Oct-40	6 – 9	
Yucamane		36 ka			40-60	Mar-14	Rivera et al., 2018

Tabla 32

Volúmenes y alcances de depósitos de avalanchas en volcanes análogos al Misti.

VOLCÁN	FACTOR DE COLAPSO	VOL. km³	ALC. km	ÁREA km²	ESP. m	VEL. m/s	REFERENCIA
St. Helens (EE. UU)	Intrusión magmática	2.5	28	60	45-195	80	Voight et al. 1983 ; Sousa & Voight 1995, Ui et al., 2000.
Socompa (Chile)	Desprendimiento gravitacional	26	40	500	50-100	110-125	Wadge et al. 1995 ; van Wyk de Vries et al. 2001, Kelfoun, 2005
Iriga (Filipinas)	-	1.8	11	70	90	-	Aguila et al. 1986
Shiveluch (Kamchatka)	Intrusión magmática, sismicidad	1.3	16.2	78	10-15	-	Ponomareva et al. 1998; Belousov et al. 1999
Llullaillaco (Argentina /Chile)	Colapso gravitacional	2	23-25	165	10	45-90	Richards & Villeneuve 2001
Mombacho (Nicaragua)	Alteración hidrotermal	1.88	12.4	49.5	38	-	Shea et al., 2008
Pacaya (Guatemala)	Colapso gravitacional	0.65	25	55	50-120	-	Vallance et al. 1995
Colima (México)		22-33	120				Ui et al. 2000
Sangay (Ecuador)		27.4	60				Valverde, 2021
Chimborazo (Ecuador)		10.4					Alcaraz, 2003
Tunguragua (Ecuador)		13.8					Bustillos, 2017
Erciyes (Turquía)		1.2 - 1.5	Nov-13				Hayakawa, 2018
Supan (Turquía)		4	25				Ozdemir, 2016
Unzen (Japón)	Actividad sísmica	0.48	6				Ui et al. 2000
Bandai (Japón)	Erupción freática	1.5	11	3.5			Ui et al. 2000
Usu (Japón)	Erupción freática	0.3	6.5				Ui et al. 2000
Bezymianny (Rusia)	Intrusión magmática	0.8	18				Ui et al. 2000

En algunos volcanes se han realizado simulaciones de avalanchas con el código VolcFlow. Se revisaron los parámetros de entrada utilizados en los volcanes Colima (Cárdenas, 2021), Socompa (Kelfoun, 2005), Teranaki (Pouget, 2012), Sangay (Valverde, 2021), Tenerife (Giachet, 2011) entre otros. Las simulaciones de los volcanes Sangay (Ecuador) y Colima (México), para realizar en análisis de peligro o mapa de riesgos (tabla 33).

Tabla 33

Parámetros para la simulación de avalanchas de escombros en diversos volcanes.

VOLCÁN	ÁNG. DE FRICCIÓN (°)	VOL. (km^3)	T MÁX. (S)	COHESIÓN (kPa)	DENSIDAD (Rho)	REF.
Sangay (Ecuador)	1-15	4.3 27.4	100200500 200400850	50-100	2000	Valverde, 2021
Colima (México)		2.3	9000	0.03	2747.19	Cárdenas, 2021
Socompa (Chile)	1-3.5	25	200,400,600	52	2000	Kelfoun, 2005
Supan (Turquía)	2	3 4 5	100200400 100200400 100200400	50	2000	Ozdemir, 2016

2. ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL

El volcán Misti se ubica dentro de un sistema tectónico extensional compuesto por sistemas de fallas y lineamientos con dirección predominante noroeste-sureste y noreste-suroeste (Thouret et al., 2001). Una falla de dirección N 120° afecta el volcán Misti y relaciona la cicatriz del flanco noreste (hacia el río Chili) con la presencia de esta estructura tectónica. En este sector se observaron deformaciones en depósitos cuaternarios, específicamente en el río Chili se pueden observar depósitos de avalancha afectados por fallas subverticales y con desplazamientos de tipo normal (Benavente et al., 2017). El mapa de pendientes (figura 4.41), elaborado a partir de curvas de nivel a 10 m de un DEM de 4 m de resolución, nos permite clasificar las pendientes en cinco clases (tabla 34) (García et al., 1997).

Tabla 34

Clasificación de rangos de pendientes del relieve (García et al. 1997).

RANGO (°)	RELIEVE
8 - 15º	Baja
15 - 22º	Relativamente baja
22 - 30º	Moderada
30 - 45º	Alta
>45º	Muy alta

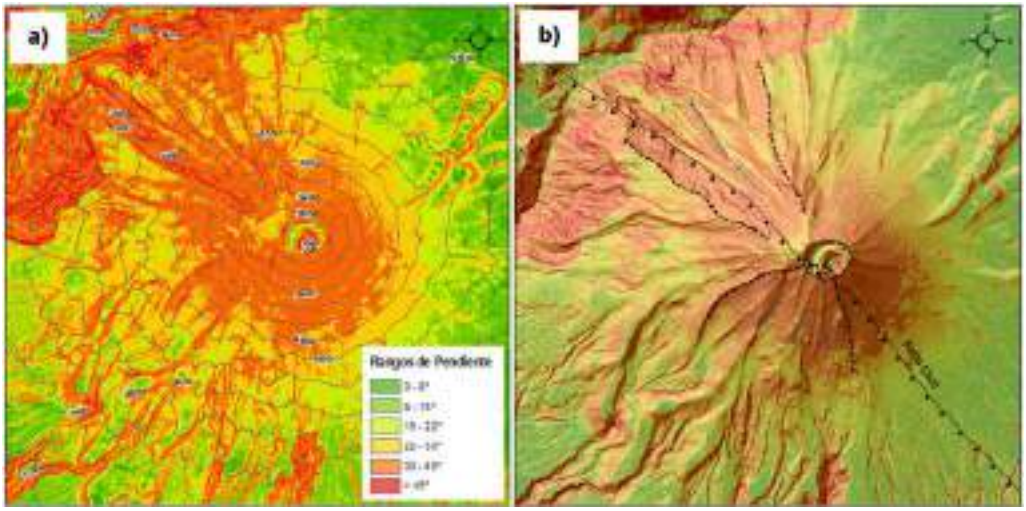


Figura 4.41 a) Mapa de pendientes del volcán Misti, la coloración roja representa la zona de mayor pendiente, con un ángulo de inclinación de 30° a más de 45°. b) estructuras de colapso en los flancos y la falla Chili que atraviesa el volcán Misti.

De acuerdo a la afinidad o concentración de determinada clase de pendientes y su relación con la altitud, se han definido tres sectores desde el cráter hacia la base (García et al., 1997) que son utilizados para tipificar el volcán Misti:

- El superior, la cima de 4600 a 5822 m que tiene una concentración de valores comprendidos entre 35° a 38°, estas pendientes se conservan en el flanco NO del volcán hasta su base.
- El intermedio, de 4200 a 4600 m, que tiene pendientes de 30° en promedio, bien representadas en el lado SW del volcán.
- El inferior, debajo de los 4200 m hasta la ciudad de Arequipa, tiene pendientes inferiores a 15°.

El análisis de pendientes y las características morfológicas en el Misti, permiten definir áreas que pueden ser desestabilizadas. El cono reciente (Misti 4), debido a las fuertes pendientes, puede ser desestabilizado en el caso de una reactivación, donde se observan tenues trazos de un antiguo escarpe de colapso. La parte NO del Misti es también susceptible de inestabilidad, en este sector se han determinado las mayores pendientes del volcán. Los afloramientos de este sector pueden ser fácilmente erosionados o desestabilizados en el caso de deformaciones en el volcán y también pueden ser acelerados por la continua erosión de las aguas del río Chili que cortan la base volcán. Las características litológicas: buzamiento concordante de las capas con la pendiente del volcán, alternancia de coladas de lava, cenizas, piroclastos y otros sedimentos vulcano-detríticos poco consolidados, son factores ideales para un colapso (García et al., 1997).

Las estructuras antiguas, así como el desnivel entre la Cordillera volcánica y la depresión de Arequipa, podrían ser los responsables de los colapsos que afectan el flanco oeste y suroeste del volcán Misti.

3. PLANTEAMIENTO DE ESCENARIOS DE PELIGROS POR AVALANCHAS DE ESCOMBROS

Depósitos de avalanchas de escombros se encuentran en numerosos volcanes del sur del Perú como el Tutupaca, Ticsani, Yucamane, Ubinas, entre otros (Mariño, 2001; Mariño & Thouret, 2003; Rivera et al., 1998; Thouret et al., 2001).

Se muestra información de colapsos ocurridos en volcanes en el sur del Perú, para considerar algunas características en las simulaciones para el mapa de peligros por avalanchas de escombros en el Misti. El depósito de avalancha de escombros del volcán Ticsani, del flanco oeste, tuvo un volumen aproximado de 10 km^3, cubrió cerca de 70 km^2 y alcanzó cerca de 40 km de distancia, luego del cual se transformó en un flujo de escombros, canalizándose por el río Tambo, que posiblemente hayan llegado hasta el océano Pacífico, situado a más de 150 km de distancia (Mariño, 2001). La cicatriz de colapso tiene cerca de 3 km de diámetro.

En el volcán Ubinas se encontraron 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).

Al sur del volcán Yucamane, en el sector de Santa Cruz, afloran depósitos de avalanchas de escombros probablemente ligados al colapso parcial del volcán Yucamane o Calientes (Rivera et al., 2018)

La última erupción del volcán Tutupaca, emplazó un depósito de avalanchas de escombros producto del colapso sectorial del complejo de domo del Tutupaca Oriental, considerado como uno de los más recientes de los Andes, cuya edad oscila entre 218 ± 14 aBP. El depósito de avalanchas de escombros Paipatja se encuentra al noreste y norte del Tutupaca Oriental, tiene un alcance de 6 km, un área de aprox. 12 a 13 km^2 y un volumen que va de 0.6 a 0.8 km^3 (Mariño et al., 2019).

En el caso del Misti, este debilitamiento puede ser atribuido a fracturas verticales de rumbo N 120° ubicadas en el flanco O con alineamientos hacia el sur. En caso de producirse una erupción violenta, por inestabilidad, uno de los flancos puede provocar un colapso originando avalancha de escombros. De acuerdo a las características geomorfológicas y estructurales analizadas del estratovolcán Misti, se evidencia la posibilidad de ocurrencia de avalanchas de escombros en sus flancos noroeste y suroeste, debido a la fuerte pendiente de dichos flancos (figura 4.42) y las cicatrices de colapso asociados a eventos pasados.

Escenario 1: colapso del flanco noroeste

El colapso puede estar asociado a una erupción volcánica o sismo fuerte, debido a la cicatriz que corta el material no consolidado debajo de la cumbre noroeste, y la falla Chili que atraviesa el edificio, teniendo avalanchas de escombros hacia lo profundo del cañón del río Chili. Se ha planteado que un posible colapso del flanco noroeste del volcán Misti, pueda generar una avalancha de escombros.

Escenario 2: colapso del flanco suroeste

El colapso puede estar asociado a una erupción volcánica o sismo fuerte, debido al borde sur fracturado del cráter grande, provocando avalanchas de escombros que podrían cruzar la cuenca de Arequipa. Se ha planteado que un posible colapso del flanco suroeste del volcán Misti puede generar una avalancha de escombros.

4. RECONSTRUCCIÓN DE SECTORES DE COLAPSO

Teniendo en cuenta que los flancos noroeste y suroeste son propensos a colapso, los bordes de las cicatrices en ambas zonas sirven para delimitar el área de colapso y calcular el volumen de avalanchas de escombros generados (figura 4.43). Para el escenario noroeste, las áreas de colapso se limitaron a la cicatriz que tiene forma de U, ubicada entre los 3800 y 5700 m s.n.m con longitud aproximada de 7.6 km, el trazo del escarpe es distinguible en las imágenes satelitales. Para el escenario suroeste, la cicatriz de colapso también tiene forma de U siendo muy visible hacia el lado oeste. Está entre los 4500 y 5650 m s.n.m, con una longitud de 4.9 km.

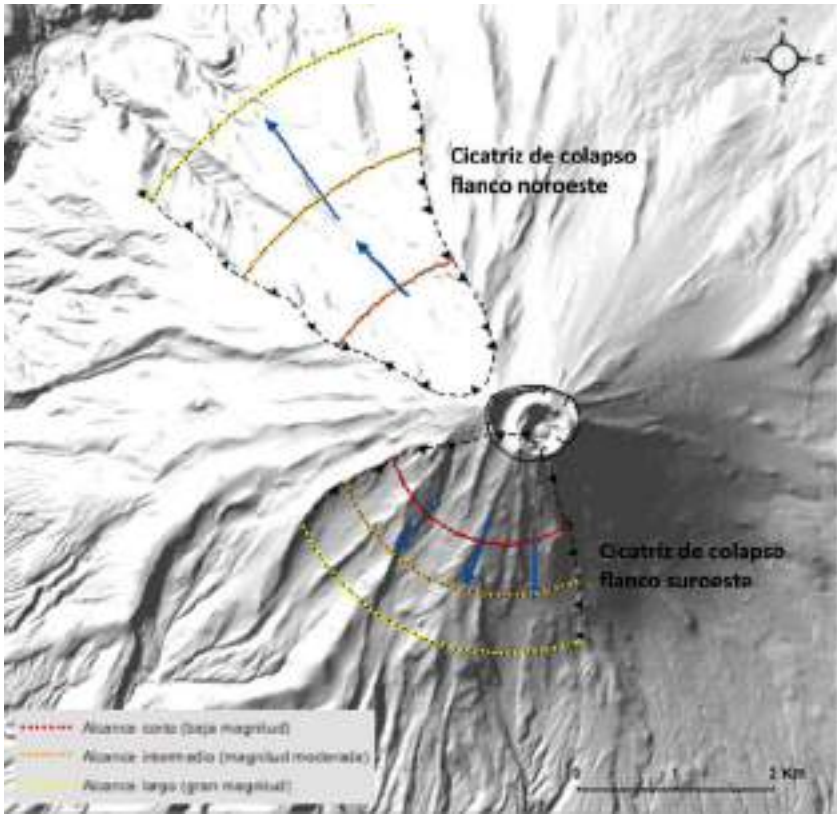


Figura 4.42 Cicatrices de colapso de los sectores noroeste y suroeste del volcán Misti. En cada uno se muestra los límites de las distintas áreas de colapso.

El desarrollo de las simulaciones se da en la topografía real de la zona de estudio, extraída de un modelo de elevación digital (DEM) de 4 m de resolución por pixel, que se obtuvo del satélite Pleiádes. El DEM sirve para modificar la topografía actual a una topografía posterior al colapso de unos de los flancos del volcán (figura 4.43 y 4.44). Para ello, la modificación se realiza a partir de curvas de nivel de 25 m, derivadas del DEM anteriormente mencionado.

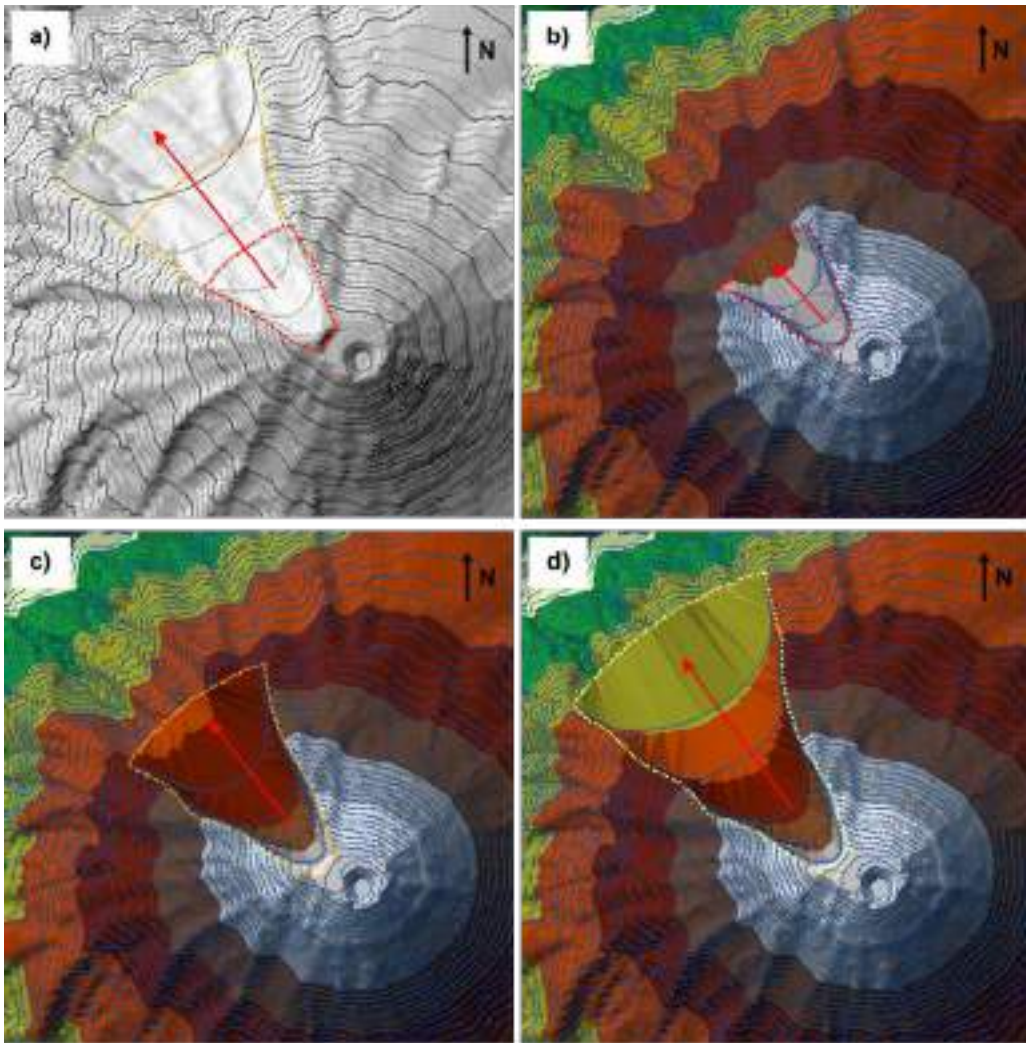


Figura 4.43 Construcción de zonas de colapso para el escenario noroeste del volcán Misti, las líneas entrecortadas indican el área a colapsar, la flecha roja indica la dirección de colapso. a) topografía modificada para las diferentes áreas de colapso. b) modelo TIN para un área de colapso de 2.9 km^2. c) área de colapso de 6.7 km^2. d) área de colapso de 10.9 km^2.

Con los contornos modificados se generan nuevos modelos de elevación digital interpolando los contornos editados mediante el método de Red Irregular Triangular (TIN), para representar la morfología de la superficie modificada. Se puede calcular de forma muy aproximada el volumen del material colapsado para cada escenario (tabla 35), realizando una diferencia entre la topografía actual y la topografía posterior al colapso. Esto se logra utilizando la herramienta *Surface Difference*, ingresando como archivos de entrada los TIN generados de las zonas de colapso y el TIN de la morfología inicial, el resultado es un polígono que indica el volumen y área de la zona a colapsar.

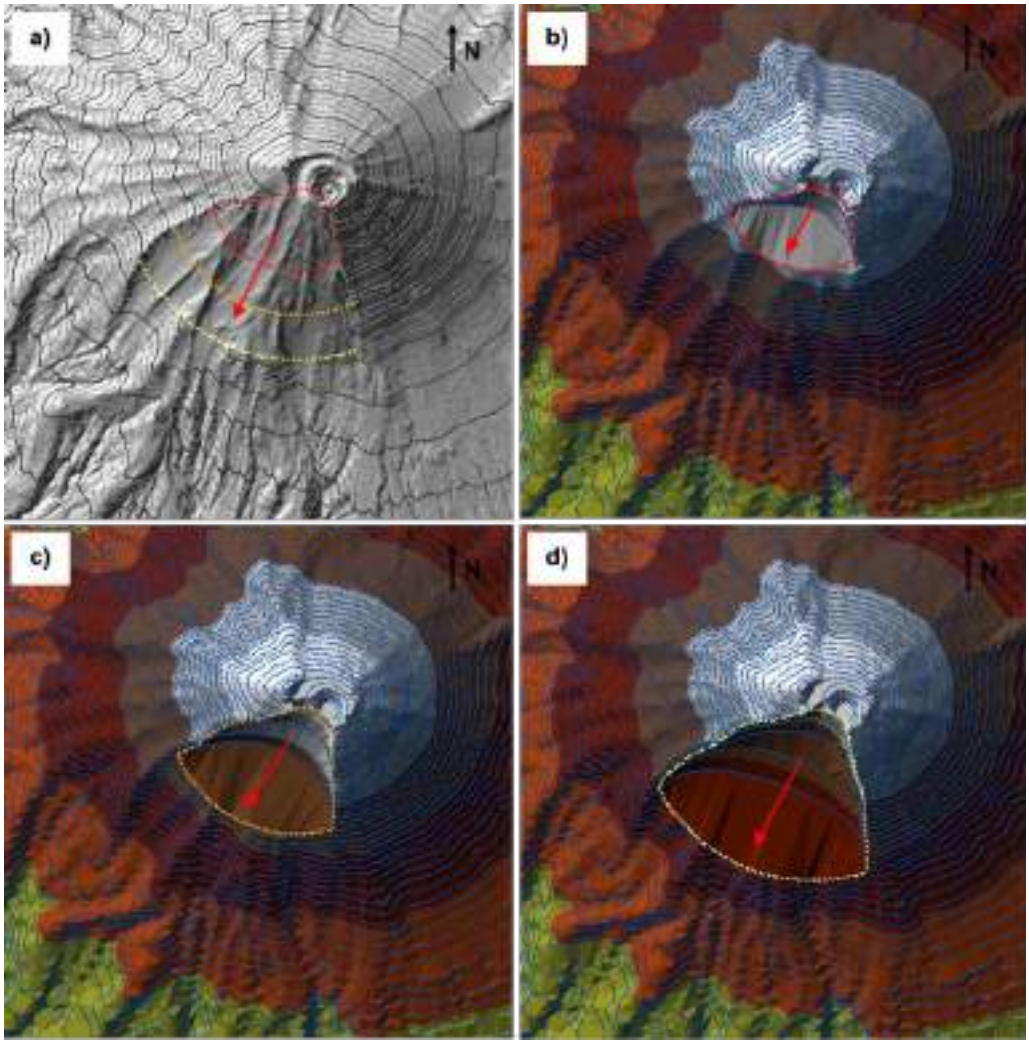


Figura 4.44 Construcción de zonas de colapso para el escenario suroeste. las líneas entrecortadas indican la zona a colapsar, la flecha roja indica la dirección de colapso. a) topografía modificada para las diferentes áreas de colapso. b) modelo TIN para un área de colapso de 1.8 km^2. c) área de colapso de 3.5 km^2. d) área de colapso de 6.5 km^2.

Tabla 35.

Volúmenes calculados de los escenarios de colapsos en los sectores noroeste y sur del volcán Misti.

ESCENARIO	VOLUMENES		
NOROESTE	0.38 km^3	1.34 km^3	2.39 km^3
SUROESTE	0.27 km^3	0.55 km^3	1.43 km^3

A partir de los contornos modificados se generan nuevos modelos de elevación digital con una resolución espacial de 25 m (figura 4.45 y 4.46). Cada DEM generado se utiliza como archivo de entrada para la simulación en el Volcflow.

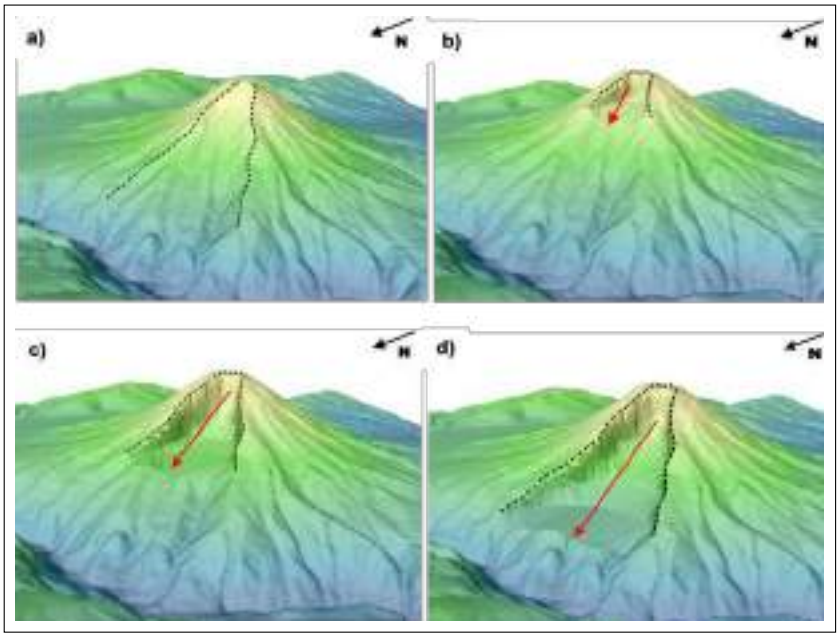


Figura 4.45 Modelo 3D del escenario de colapso noroeste, las líneas en negro indica la zona a colapsar, la flecha roja indica la dirección de colapso. a) morfología actual, b) morfología para un colapso de volumen 0.38 km^3. c) morfología para una zona de colapso de volumen 1.34 km^3. d) morfología para una zona de colapso de volumen de 2.39 km^3.

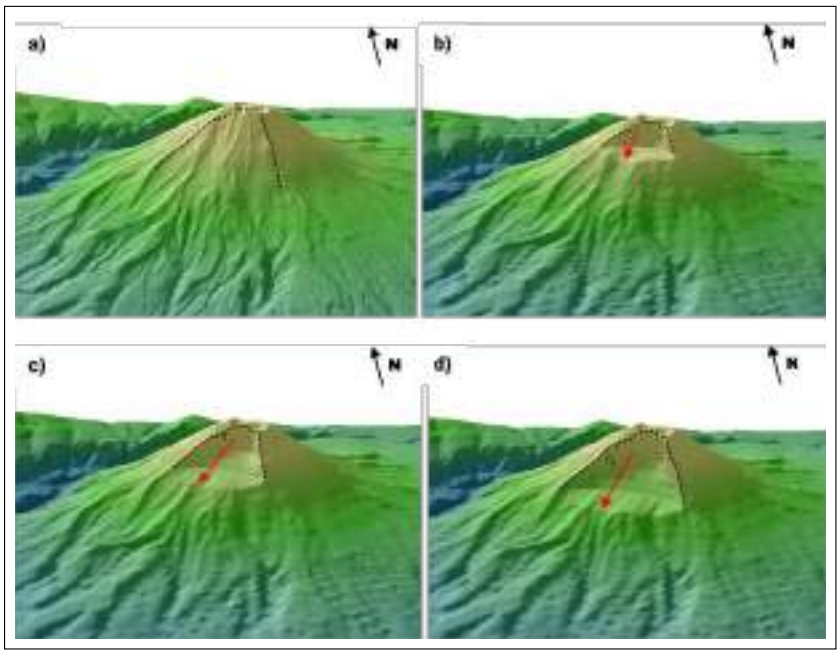


Figura 4.46 Modelo 3D del escenario de colapso suroeste, las líneas en negro indica la zona a colapsar, la flecha roja indica la dirección de colapso. a) morfología actual, b) morfología para una zona de colapso de volumen 0.27 km^3. c) morfología para una zona de colapso de volumen de 0.55 km^3. d) morfología para una zona de colapso de volumen 1.43 km^3.

5. CARACTERIZACIÓN DE PARÁMETROS REOLÓGICOS

Los parámetros de entrada utilizados en el código Volcflow son la densidad del flujo, ángulo de fricción interno, ángulo de fricción basal y cohesión.

DENSIDAD

Este valor está propuesto en el script como dato computacional (Kelfoun et al., 2009), y para las simulaciones de avalanchas en los volcanes Sangay (Valverde, 2021), Socompa (Kelfoun, 2005), Supan (Ozdemir, 2016) y Colima (Cárdenas, 2021); se ha utilizado un valor de 2000 kg/m^3. Para las simulaciones, la densidad del flujo que será constante en 2000 kg/m3 (Kelfoun & Druitt 2005).

ÁNGULO DE FRICCIÓN

La reología de avalancha por fricción se probó por primera vez utilizando tres combinaciones posibles, como en Kelfoun & Druitt (2005), (1) φbed<<φint=30°; (2) φbed ≠ 0° pero φint=0°; (3) φint=φcama ≠ 0° (Ozdemir 2016). El ángulo de fricción interna (delta_int) es la medida de la capacidad de una unidad de roca o suelo para soportar un esfuerzo de cizallamiento. Es el ángulo (φ), medido entre la fuerza normal (N) y la fuerza resultante (R), que se alcanza cuando acaba de producirse el fallo en respuesta a un esfuerzo de cizallamiento (S). El ángulo de fricción externa (delta_bed), es el ángulo entre la abscisa y la tangente de la curva que representa la relación de la resistencia al cizallamiento con la tensión normal que actúa entre el material y la superficie del material de la zona de almacenamiento (también conocido como ángulo de fricción de la pared). En el rango de los probados por Özdemir et al., 2016, φint= 0–30° y φbed = 1–15°, para su modelo inicial de mejor ajuste requiere φint = 0 y un valor de φbed = 2 para alcanzar el borde noreste del depósito simulado.

COHESIÓN

El valor de la cohesión (Pa) dependerá del material considerado en los depósitos emplazados, como un valor de 30 kPa de acuerdo a la reología plástica para las avalanchas de escombros (Kelfoun 2011). Pero el mejor ajuste se obtiene utilizando una tensión retardante constante en el rango de 50 a 100 kPa (Dade & Huppert 1998). Kelfoun & Druitt (2005) también argumentaron que, a diferencia de las reologías friccionales, esta ley de tensión retardante constante produce un depósito con un borde bien definido y diques con un depósito de espesor realista en todas las pendientes, independientemente del ángulo de la pendiente (Ozdemir, 2016). Se aplicaron similares datos en el caso de la simulación de otros volcanes, como el volcán Sangay (Valverde, 2021), Socompa (Kelfoun, 2005) y Supan (Ozdemir, 2016).

TIEMPO MÁXIMO

El tiempo de simulación es de 50 segundos para la zona noroeste y 200 segundos para la zona suroeste, esto tomando en cuenta la morfología de la superficie en donde se desplazarían los depósitos, siendo así que en la zona noroeste, el panorama es una superficie encañonada donde los depósitos no tendrían un mayor recorrido por la superficie, por eso el tiempo corto de 50 s, es el mejor ajuste; lo contrario para la zona suroeste, donde la planicie de la depresión Arequipa, permite el largo recorrido de los depósitos.

6. SIMULACIONES DE AVALANCHAS DE ESCOMBROS

Antes de realizar las simulaciones debemos tener definidos los parámetros de entrada (tabla 36) a ingresar en el script de Volcflow. Todos los parámetros antes descritos se han definido tomando en cuenta trabajos previos de simulaciones de avalanchas de escombros volcánicas, empleando el código Volcflow (figura 4.47).

Tabla 36

Parámetros de entrada finales para las simulaciones de avalanchas de escombros con el VolcFlow.

ESCENARIO	DENSIDAD (Kg/m^3)	COHESIÓN (KPa)	DEM (m/pixel)	TIEMPO MÁXIMO (s)
SECTOR NOROESTE	2000	50	25	50
SECTOR SUROESTE	2000	50	25	200

Para las simulaciones se ha utilizado un script otorgado por Charbonnier, el que se empleó anteriormente en el volcán Merapi, con óptimos resultados. Siguiendo esta metodología se ha empleado el script para la recrear el emplazamiento de las avalanchas de escombros en el Misti. El script calcula el volumen emplazado por diferencias de DEMs. Cada DEM especifica el área en el cual se realiza la simulación en formato grd.

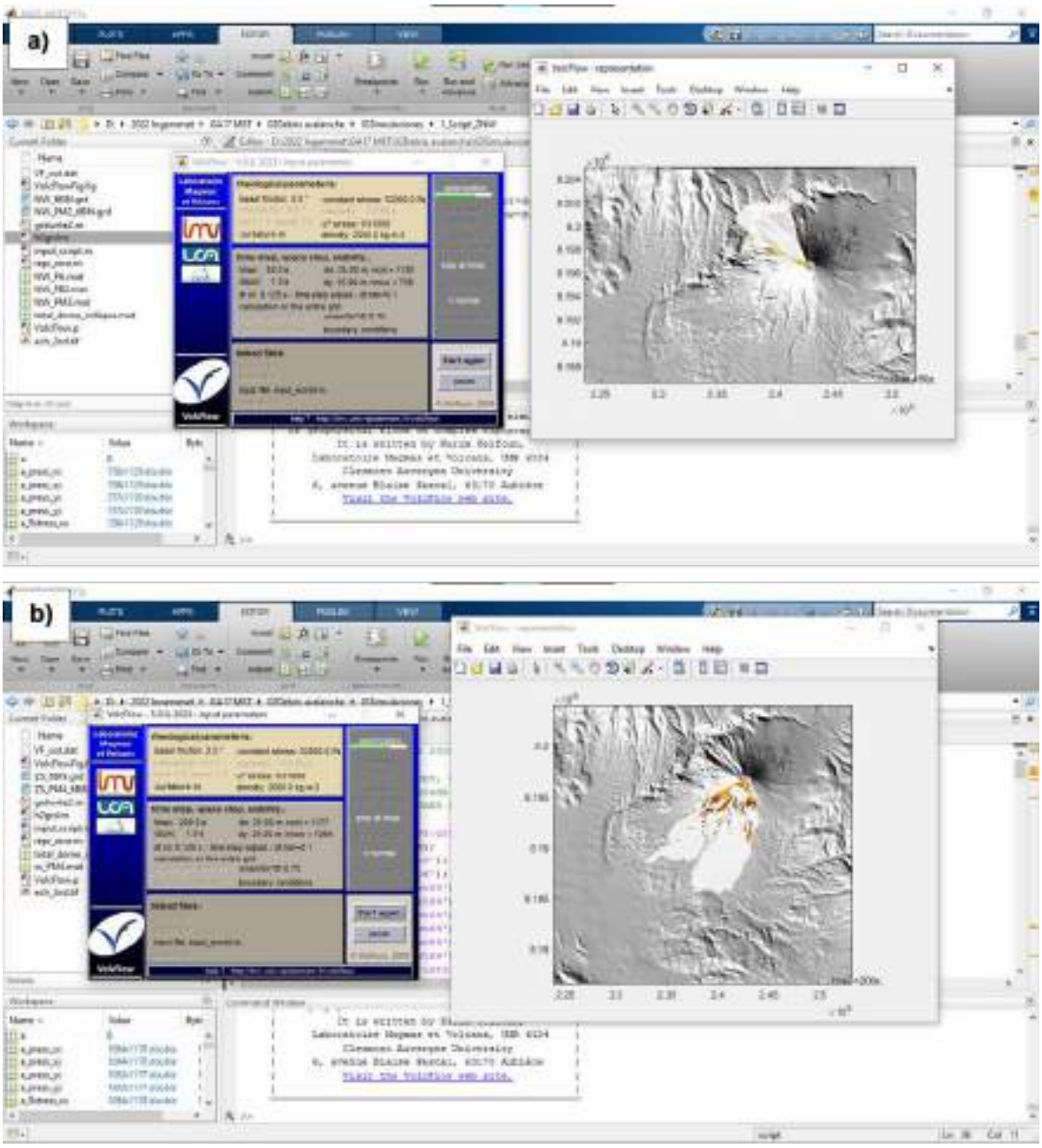


Figura 4.47 Interfaz del script de Volcflow, el recuadro en azul muestra los datos ingresados, al costado la representación del desarrollo de simulación, que con el paso de tiempo se irá visualizando el avance. a) simulación del escenario noroeste b) simulación del escenario suroeste.

7. RESULTADOS

SIMULACIONES DE AVALANCHAS DE ESCOMBROS

Se han realizado alrededor 50 simulaciones por escenario, utilizando el código VolcFlow de 1 fase. Es importante señalar que se realizó distintas pruebas ajustando los parámetros a un resultado más preciso.

SIMULACIONES POR COLAPSO DEL SECTOR NOROESTE

Para el primer escenario en la parte noroeste del volcán, se simularon avalanchas de escombros de 0.38, 1.34 y 2.39 km^3 de volumen (figura 4.48), en un tiempo de 50 segundos. Las simulaciones se extienden hacia el oeste y noroeste, siguiendo la forma de la cicatriz de colapso definido anteriormente, los depósitos se canalizan en la profundidad del cañón del río Chili, pero no se desplazan lateralmente por ser un flujo seco y de alta cohesión. La distancia alcanzada por los depósitos simulados no es muy larga, por el mismo hecho de existir una zona encañonada al pie del colapso, donde el depósito se concentra más. La altura de los depósitos es de hasta 160 m, y velocidades de hasta 149 m/s.

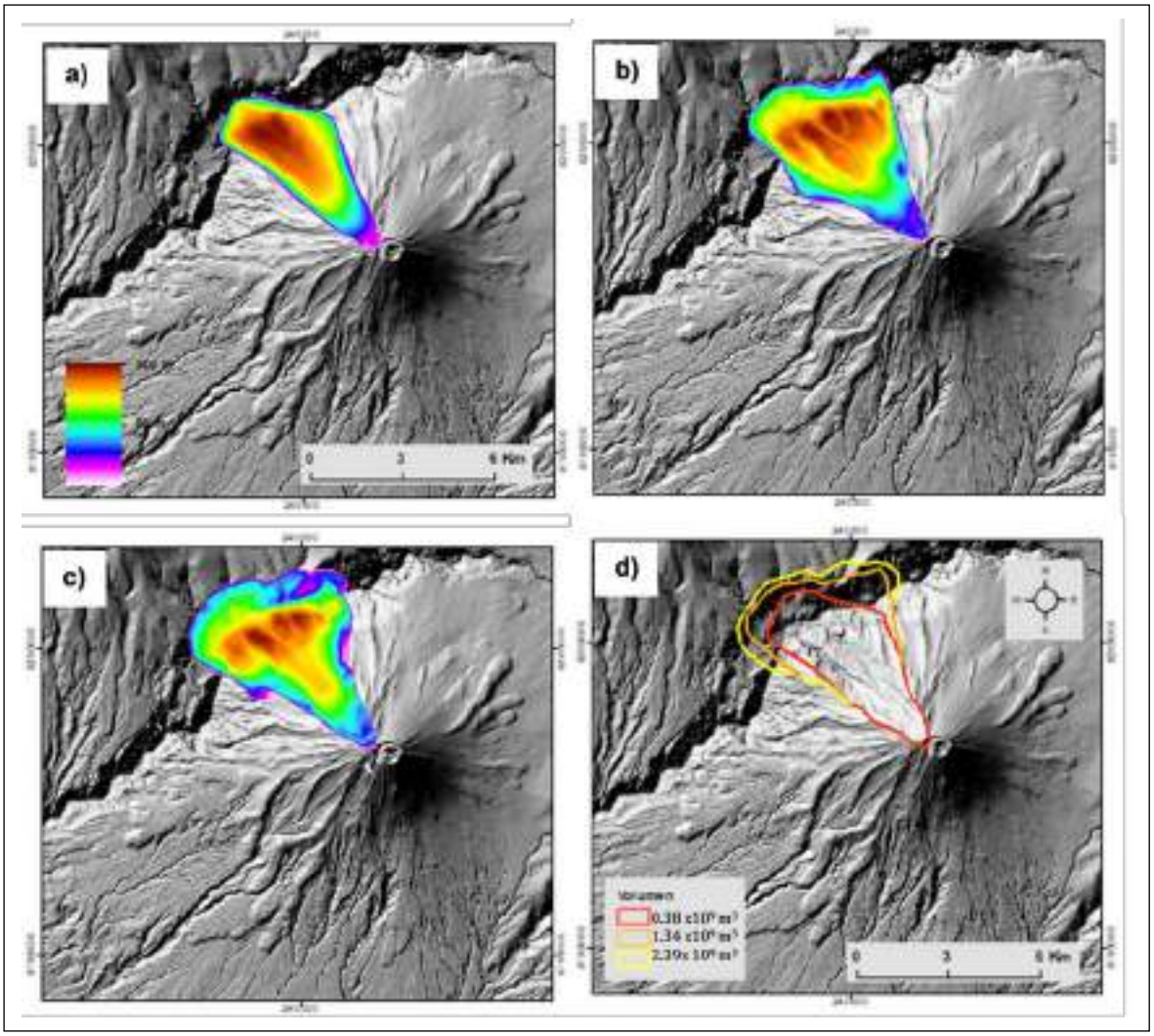


Figura 4.48 Resultado de las simulaciones de avalanchas de escombros en el sector noroeste en un tiempo de 50 segundos. a) simulaciones de 0.38 km^3 de volumen con un alcance de 6 km. b) simulación de 1.34 km^3 volumen, el alcance es de 7 km. c) simulación de 2.39 km^3 de volumen, el alcance es de 8 km. d) Límites de las diferentes zonas simuladas.

En el escenario suroeste, se realizaron simulaciones de tres zonas con diferentes áreas de colapsos. En las condiciones iniciales, la masa de la avalancha se distribuye a lo largo de la superficie de la cicatriz interna (la cual fue modelada por la modificación de la topografía) y se desplaza pendiente abajo. Las avalanchas de escombros tienen volúmenes de 0.27, 0.55 y 1.43 km^3 (figura 4.49), simulados en un tiempo de 200 segundos. Durante la simulación, el flujo desciende por los bordes abruptos hacia el sur y suroeste, debido a la forma de la red de drenaje existente que rodea el flanco oriental del volcán Misti. Las zonas frontales de los depósitos tienen una forma lobular, ya que reológicamente es un depósito con una alta resistencia (50 kPa). Los espesores de los depósitos son de hasta 170 m, y llegan hasta 15 km desde el cráter, es decir, recorren una gran distancia.

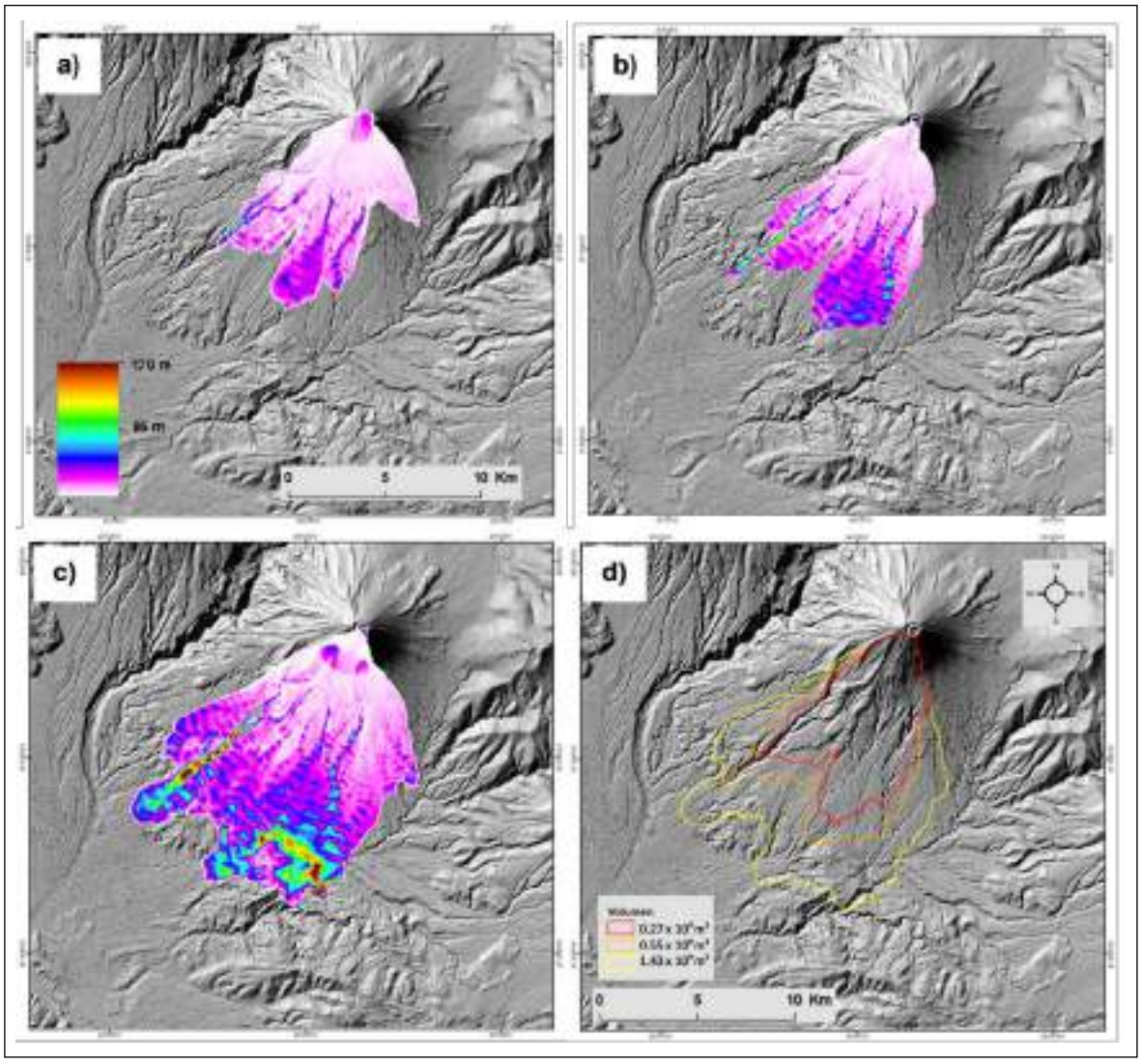


Figura 4.49 Resultado de las simulaciones de avalanchas de escombros en el sector suroeste en un tiempo de 200 segundos. a) simulaciones con 0.27 km^3 de volumen y un alcance de 10 km. b) simulación de 0.55 km^3 volumen, el alcance es de 12 km. c) simulación de 1.43 km^3 de volumen, el alcance es de 15 km. d) Límites de las diferentes zonas simuladas.

MAPA DE PELIGROS POR AVALANCHA DE ESCOMBROS

El mapa de peligros por avalanchas de escombros representa las áreas que podrían ser afectados al ocurrir el colapso de uno de los flancos del volcán Misti (figura 4.50).

Las simulaciones realizadas para avalanchas de escombros del volcán Misti están acorde a los siguientes escenarios: colapso del flanco noroeste (con volúmenes de 0.38 km^3, 1.34 km^3, 2.39 km^3) y colapso del flanco suroeste (con volúmenes de 0.27 km^3, 0.55 km^3, 1.43 km^3). En cada escenario se ha zonificado el peligro (alto, bajo, moderado) de acuerdo a los volúmenes establecidos.

La zona de alto peligro (rojo), representa los depósitos de un colapso parcial de uno de los flancos del volcán, con un menor volumen, pero una mayor probabilidad de ocurrencia. En la zona noroeste el área a colapsar está por encima de los 4800 m s.n.m, las avalanchas emplazadas tendrían un alcance de hasta 6 km en dirección al noroeste, afectando la Escuela de Policías de Charcani, la destrucción de la infraestructura de la central hidroeléctrica de Charcani V, además que podría causar el represamiento del río Chili, cuyo desembalse generaría lahares que se desplazarían a lo largo del río, generando gran destrucción. Mientras que, en la zona suroeste, el área a colapsar está por encima de los 5000 m s.n.m, las avalanchas emplazadas tendrían un alcance de hasta 10 km en dirección al sur y suroeste, afectando las partes altas de los distritos de Alto Selva Alegre, Mariano Melgar, Paucarpata y Chiguata.

La zona de peligro moderado (naranja), representa los depósitos de avalanchas de escombros de un colapso parcial de uno de los uno de los flancos del volcán, corresponde a un volumen intermedio con una probabilidad intermedia. En la zona noroeste, el colapso se daría por encima de los 4200 m s.n.m, los alcances de los depósitos serían de hasta 7 km, afectando la Escuela de Policías de Charcani, la destrucción de la infraestructura de la central hidroeléctrica de Charcani V, ocasionando un corte de energía eléctrica generalizado, además de causar el represamiento del río Chili y posterior emplazamiento de lahares, que destruirían la ciudad. Mientras que, en la zona suroeste, el colapso se daría por encima de los 4800 m s.n.m, con alcances de hasta 12 km en el sur y suroeste, afectando las partes altas de los distritos de Alto Selva Alegre, Mariano Melgar, Paucarpata y Chiguata. Las avalanchas se emplazarían también por las quebradas San Lázaro, Huarangueros, Huarangal, Agua Salada, Agua dulce y Pampa Blanca, afectando a las canteras de extracción de material de construcción.

La zona de bajo peligro (amarillo), representa los depósitos de avalanchas de escombros de un colapso de uno de los flancos con las mayores pendientes del volcán (noroeste o suroeste). Este es el escenario poco probable, pero de gran volumen, mayor alcance, pero baja probabilidad de ocurrencia. En la zona noroeste el colapso se daría por encima de los 3600 m s.n.m, donde los depósitos desplazados tendrían un alcance de hasta 8 km, afectando la Escuela de Policías de Charcani, la destrucción de la infraestructura de la central hidroeléctrica de Charcani V, además de causar el represamiento del río Chili que podría afectar la capacidad máxima de las represas de Aguada Blanca y el Frayle. Posteriormente, el desembalse generaría lahares que se desplazarían a lo largo del río, provocando gran destrucción en la ciudad. En la zona suroeste, el colapso se daría por encima de los 4400 m s.n.m, con depósitos que alcanzarían los 15 km de distancia. Las avalanchas afectarían parcialmente los distritos de Alto Selva Alegre, Mariano Melgar, Paucarpata y Chiguata. Los flujos se emplazarían también por las quebradas San Lázaro, Venezuela, Huarangueros, Huarangal, Agua Salada, Agua dulce y Pampa Blanca, afectando a las canteras de extracción de material de construcción. También se daría la obstrucción y destrucción de la vía de acceso a Chiguata, aislando a los poblados localizados al este y sureste del Misti. Estos lahares represarían el río Andamayo en el sector de la entrada a Chiguata, cuyo desembalse generarían lahares que afectarían las zonas de cultivo de los distritos de Paucarpata, Sabandía, Socabaya, entre otros.

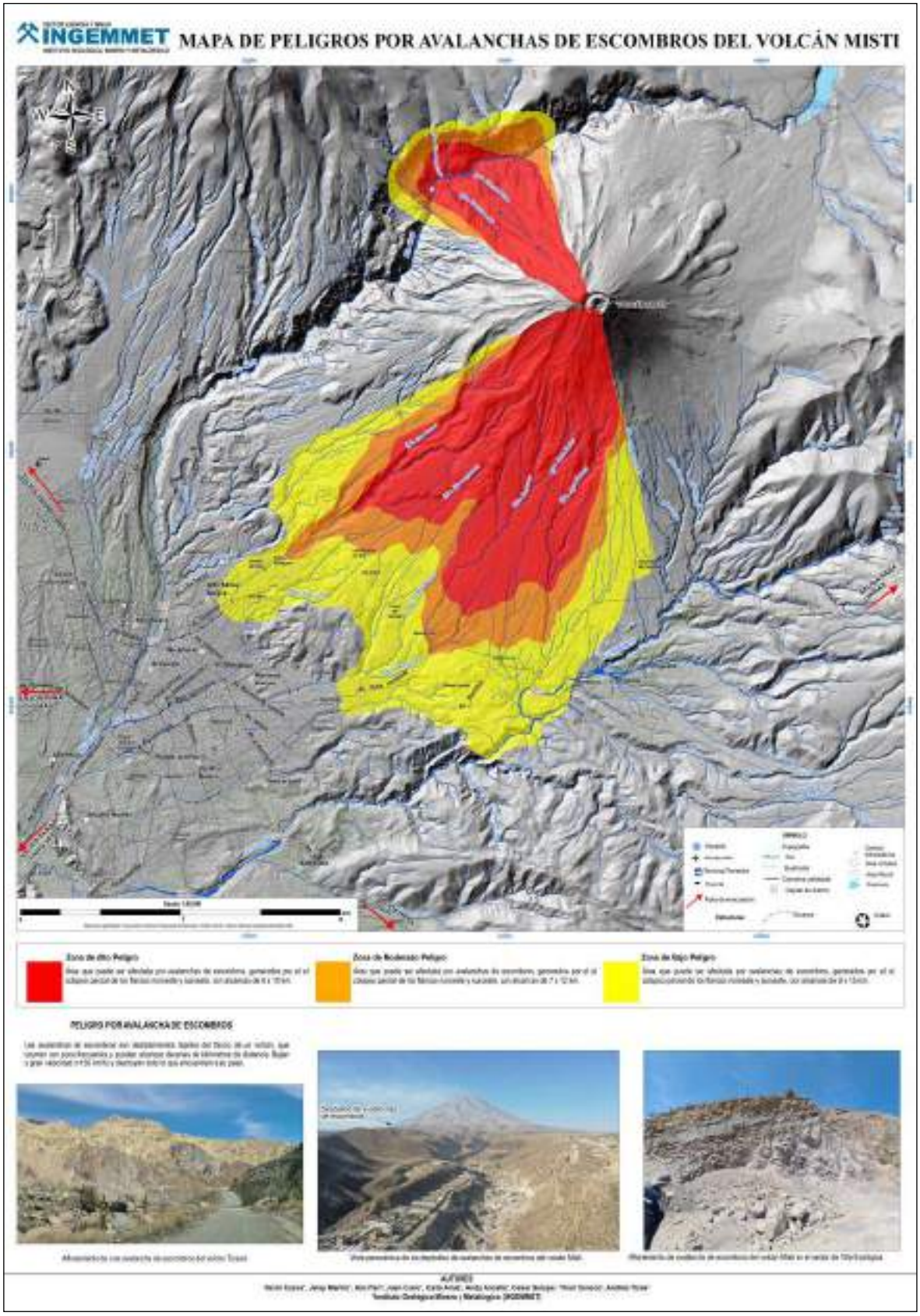


Figura 4.50 Mapa de peligros por avalanchas de escombros del Volcán Misti.

CONCLUSIONES

Las conclusiones se basan en los trabajos de tefro estratigrafía, cartografía geológica y geomorfológica, resultados de los análisis químicos y dataciones radiométricas de los productos volcánicos, y en la evaluación y zonificación de peligros volcánicos realizados en el presente estudio.

- Durante los últimos 50 mil años, el volcán Misti ha emplazado por lo menos 22 y 34 depósitos de caída piroclástica en los sectores S-SE y NO-O-SO, respectivamente, generados por erupciones explosivas grandes de tipo vulcaniano, sub pliniano o pliniano. Se observa en algunos sectores que flujos y oleadas piroclásticas están asociados a los depósitos de caída antes mencionados.
- Algunos depósitos de caída piroclástica asociados a erupciones plinianas, han sido datadas en 44,9-38,7 ka (Cogollo), 38,5–32,4 ka (Sacarosa), 37,1–30,5 ka (Conchito) y 2 ka (Thouret et al., 2001; Harpel et al., 2023). La última erupción de la que se tiene el registro geológico, sucedió a mediados del siglo XV, fue una erupción pequeña a moderada, de tipo vulcaniano y tuvo un IEV 2.
- En base a los trabajos recientes de tefroestratigrafia, estimamos que el volcán Misti ha presentado en los últimos 50 mil años, una erupción grande (sub pliniana o pliniana, VEI de 3 a 5), cada 1.5 a 2 mil años aproximadamente. Esta es una nueva estimación, ya que anteriores trabajos señalaban que el Misti ha tenido una erupción grande cada 2 a 4 mil años (Thouret et al., 2001). Finalmente, la última erupción grande del Misti ocurrió hace 2 ka años, fue de tipo pliniano y tuvo un IEV 4-5.
- La asociación mineral de las rocas del volcán Misti son fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita, piroxenos y olivinos. Los depósitos de caídas piroclásticos emplazados en los últimos 50 ka, son principalmente de composición andesítica, 33 muestras de depósitos de caídas son andesíticas (57.8 – 62.9 wt% SiO_2), 16 muestras de depósitos de caídas son de composición dacítica (63.3 – 69.6 wt% SiO_2), 12 muestras de depósitos de caídas son de composición riolítica (69.9 – 74.8 wt% SiO_2), 4 muestras de caídas de composición tranqui-andesita, 2 caídas de composición andesita basáltica.
- Hay una notable presencia de biotita en los primeros episodios explosivos entre 50 a 30.5 ka, con depósitos de caídas riolíticas y dacíticas en su mayoría; como son las caídas Cogollo, Sacarosa, Conchito (SO) y Félsico I, II y III, Sacarosa SE, Fibroso Blanquecino y Fibroso Moteado (SE). Sin embargo, hay un cambio marcado en los depósitos de caídas más jóvenes, menos de 30 ka, que presentan composiciones de andesitas a dacitas, con ausencia de biotita, con un ensamble de plagioclasa, piroxeno y anfíbol, eventualmente con presencia de caídas escoriáceas o mingling.
- Los principales peligros del volcán Misti corresponden a lahares, caídas piroclásticas, flujos piroclásticos, flujos de lava y avalanchas de escombros. Se han elaborado 5 mapas de peligros, en base a la cartografía geológica, planteamiento de escenarios eruptivos, reconstrucción de la historia eruptiva, dinamismo eruptivo, caracterización de los peligros en base a la recurrencia eruptiva y zonificación del peligro, además del modelamiento de cada uno de los peligros, sobre modelos de elevación digital a varias escalas.
- El **mapa de peligros por lahares del volcán Misti** se ha realizado con el código VolcFlow, para 2 ríos y 15 quebradas principales que descienden del volcán Misti y surcan la ciudad. Los escenarios se han propuesto para precipitaciones de 30, 50 y 124.5 mm, para las zonas de alto, moderado y bajo peligro respectivamente. Las zonas con mayor afectación por lahares son a lo largo de las quebradas Venezuela y Av. Los Incas-Calle Segunda Torrentera, donde extensas áreas urbanas ubicadas entre estas dos quebradas podrían ser totalmente afectadas. También pueden ser afectadas áreas urbanas contiguas a las quebradas San Lázaro y Miguel Grau. Finalmente, serían también inundadas las zonas urbanas por donde discurren los ríos Chili y Socabaya.

- Los **mapas de peligros por caídas piroclásticas del volcán Misti**, se realizaron utilizando el Ash 3D. Los modelamientos se realizaron para erupciones con IEV 1-2 (volumen 0.006 km^3, altura de columna de 10 km s.n.m), IEV 3-4 (volumen 0.5 km^3, altura de columna de 27 km s.n.m) y con IEV 5 (volumen 1 km^3, altura de columna de 30 km s.n.m). Para un IEV 1-2, la zona de alto peligro puede ser afectada por caídas entre 10 a 5 cm de espesor, para la zona de moderado peligro representa gran parte de la ciudad de Arequipa con caídas de más de 1 cm, mientras que la zona de bajo peligro tiene alcances en dirección a Ubinas al SE. Para un IEV 3-4, la ciudad de Arequipa sería cubierta por caídas de ceniza de 10 cm y 1 mm de espesor para la zona de alto peligro, para la zona de moderado peligro alcanzaría los pueblos de Ubinas al E y Uchumayo – La Joya al O con caídas entre 5 a 1 cm de espesor, mientras que la zona de bajo peligro representa caídas de más de 1 cm, que llegaría hasta las regiones de Moquegua y Puno. Finalmente, para un IEV 5, la zona de alto peligro involucra a toda la ciudad de Arequipa, con espesores de ceniza de más de 10 cm. La zona de moderado peligro alcanza regiones de Arequipa, Moquegua, Puno y Tacna. Incluso Bolivia, para la zona de bajo peligro, con espesores de más de 1 mm.
- El **mapa de peligros por flujos piroclásticos (PDC´s) del volcán Misti**, se realizó con el código VolcFlow de 1 y 2 fases. Los escenarios de peligros propuestos están en base a volúmenes de 1 a 50 millones de m^3 (IEV 2 y 3), 50 a 100 millones de m^3 (IEV 3 y 4) y 100 a 1000 millones de m^3 (IEV 5), para las zonas de alto peligro, moderado peligro y bajo peligro, respectivamente. La zona de alto peligro por flujos piroclásticos se restringe a algunos sectores de las zonas altas del edificio volcánico y solo podría alcanzar a la ciudad de Arequipa por la quebrada Huarangal y el sector de Miguel Grau (Paucarpata). La zona de moderado peligro cubre todo el edificio volcánico, se extiende por el piedemonte sur y alcanza la ciudad de Arequipa por la quebradas Huarangal (Miguel Grau, Mariano Melgar, Paucarpata, José Luis Bustamante y Rivero) y San Lázaro (Miraflores, Alto Selva Alegre y Cercado). También alcanza la ciudad a lo largo de los ríos Chili y Andamayo (Sabandía, Paucarpata y Socabaya). La zona de bajo peligro se extiende por toda la planicie de pie de monte y cubre parte de la ciudad de Arequipa, especialmente importantes sectores de Alto Selva Alegre, Miraflores, Cercado, Mariano Melgar, Paucarpata, J. L. B. y Rivero, Sabandía y Socabaya.
- El **mapa de peligros por flujos de lava del volcán Misti** se realizó en base a 3 escenarios propuestos (relacionada a una eupción menor, intermedia y mayor), utilizando el Q-LavHA FLOWGO. Se ha considerado a los flujos de lava de composición andesítica, con una viscosidad de 8930 Pa. s y una temperatura de 1050 C°. Los bordes sureste, sur y suroeste del cráter del volcán Misti, presentan altitudes bajas por donde se espera que se desborden los flujos de lava y fluyan por los flancos del volcán. La zona de alto peligro puede ser afectada por flujos de lava entre 15-40 m de espesor, alcanzaría entre 5-7 km. La zona de moderado peligro podría ser afectada por flujos de lava entre 40-80 m de espesor, con un alcance entre 7-8 km. La zona de bajo peligro sería afectada por flujos de lava entre 80-100 m de espesor, con un alcance entre 8-9 km, cubriendo todo el flanco sur y sureste del volcán Misti. Los flujos de lava no afectarían la zona urbana de Arequipa.
- El **mapa de peligros por avalanchas de escombros del volcán Misti** se ha realizado con simulaciones con el código VolcFlow. Se simularon colapsos de los flancos suroeste y noroeste, debido a sus características morfo estructurales. La zona de alto peligro alcanza entre 6 y 10 km de distancia. La zona de moderado peligro abarca entre 7 y 12 km, y alcanza pequeños sectores de la ciudad, principalmente en las quebradas San Lázaro (Alto Selva Alegre) y Pampa Blanca (Paucarpata). La zona de bajo peligro abarca entre 8 y 15 km de distancia y abarca gran parte de ASA, Miraflores, Mariano Melgar y Paucarpata. Un colapso del flanco noroeste, represaría el río Chili, originando desabastecimiento de agua para la población, agricultura e industria. El desembalse, posteriormente, originaría voluminosos lahares que destruirían extensas áreas urbanas a lo largo del río Chili.
- Estos nuevos mapas de peligros del volcán Misti, serán una importante herramienta que se utilizará para la planificación del uso del territorio y la gestión del riesgo de desastres en la ciudad de Arequipa.

RECOMENDACIONES

Las principales recomendaciones son:

- Se recomienda difundir y socializar los mapas de peligros del volcán Misti en la ciudad de Arequipa, principalmente, en organismos que constituyen el SINAGERD.
- Se recomienda que los 5 mapas de peligros del volcán Misti, sean reconocidos con sus respectivas ordenanzas municipales y regionales, como insumo clave para una adecuada gestión del territorio y el riesgo volcánico en la ciudad de Arequipa.
- Se recomienda continuar con la elaboración de mapas de peligros volcánicos, utilizando las herramientas más actuales y completas, con el objetivo de lograr un mejor resultado con respecto a las zonas de peligro que podría abarcar en caso de una reactivación volcánica.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aguila, L.; Newhall, C.; Miller, C. & Listanco E., (1986) - Reconnaissance geology of a large debris avalanche from Iriga volcano, Philippines. Philippine Journal Volcanology 3:54–72.

Aguilar, R. & Vela, J. (2018) – Evaluación de peligros en la quebrada Matagente – Charcani. Region Arequipa, Provinca Arequipa, Distrito Cayma. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico – INGEMMET. Informe Técnico: N° A6811, 25 p. https://hdl.handle.net/20.500.12544/1479

Alcaraz, S.; Leyrit, H.; Robin, C.; Eissen, J-P.; Bernard, B.; Samaniego, P.; Le Pennec, J-C. (2023) - La avalancha de escombros del complejo volcánico Chimborazo, Ecuador. Conference: Quintas Jornadas en Ciencias de la Tierra, Quito, 2003, Escuela Politécnica Nacional, Quito, p. 53-55. DOI: 10.13140/2.1.4363.9688.

Alcozer-Vargas, N.; Reyes-Hardy, M.P.; Esquivel, A., & Aguilera, F. (2022) - A GIS-based multi-hazard assessment at the San Pedro volcano, Central Andes, northern Chile. Frontiers in Earth Science, 10, 897315. https://doi.org/10.3389/feart.2022.897315

Andrade, D. & van Wyk de Vries, B. (2010) - Structural analysis of the early stages of catastrophic stratovolcano flank-collapse using analogue models. Bull. Volcanol. 72(7): 771-789. https://doi.org/ 10.1007/s00445-010-0363-x

Andreastuti, S.; Papipurno, E.; Gunawan, H.; Budianto, A.; Syahbana, D.; Pallister, J. (2019) - Character of community response to volcanic crises at Sinabung and Kelud volcanoes. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 382, 298–310. doi:10. 1016/j.jvolgeores.2017.01.022.

Ballón, T. (1972) - Paleomagnetismo de las rocas volcánicas de Arequipa. Tesis Ingeniero, Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, 70 p.

Barriga, V. (1951) - Los terremotos en Arequipa, 1582-1868. Arequipa: La Colmena, 426 p.

Belousov, A.; Belousova, M. & Voight, B. (1999) - Multiple edifice failures, debris avalanches and associated eruptions in the Holocene history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia. Bull. Volcanol. 61, 324–342.

Benavente, C.; Delgado, F.; García-Fernández, B.; Aguirre, E. & Audin L. (2017) - Neotectónica, evolución del relieve y peligro sísmico en la Región Arequipa. INGEMMET, Boletín serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 64, 370 p., 1 mapa.

Bernard, J.; Vásconez, F.; Ramón, P.; Diefenbach, A. & Mothes, P. (2016) - Modeling potential hazard zones of El Reventador volcano (Ecuador): fountain- and cone-collapse pyroclastic flows vs. cone landslide. En: Cities on Volcanoes, 9, Puerto Varas, Chile, 2016. Resúmenes extendidos. Puerto Varas: Servicio Nacional de Geología y Minería.

Bernard, K.; Thouret, J.-C. & van Wyk de Vries, B. (2017) - Emplacement and transformations of volcanic debris avalanches - a case study at El Misti volcano, Peru. J. Volcanol. Geotherm. Res. 340, 68–91.

Bernard, K.; van Wyk de Vries, B. & Thouret, J.-C. (2019) - Fault textures in volcanic debris-avalanche deposits and transformations into lahars: The Pichu Pichu thrust lobes in south Peru compared to worldwide avalanche deposits. J. Volcanol. Geotherm. Res. 371, 116–136.

Brantley, S.R. & Glicken, H. (1986) - Volcanic debris avalanches, earthquakes and volcanoes: Earthquakes and Volcanoes, 18, 195-206. Bull. Volcanol. 67, 557–589.

Bromley, G.R.M.; Thouret, J.; Schimmelpfennig, I.; Mariño, S.; Valdivia, D. (2019). In situ cosmogenic 3He and 36Cl and radiocarbon dating of volcanic deposits refine the Pleistocene and Holocene eruption chronology of SW Peru. Bulletin of Volcanology, 81(11), 64. https://doi.org/10.1007/s00445-019-1325-6.

Blong, R. (1984). Volcanic Hazards: a Sourcebook on the effects of Eruptions. Sydney: Academic Press Australia. 424 p.

Bustillos, J. (2017) - Las avalanchas de escombros (colapsos de flancos volcánicos). En: Encuentro Nacional de Estudiantes de Geología, 8, Copiapó, Región de Atacama, Chile, 2017. Curso. https://enegeol2017.files.wordpress.com/2017/11/cursojorgebustillos.pdf.

Bull, K. F. & Buurman, H. (2013) - An overview of the 2009 eruption of Redoubt Volcano, Alaska. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 259: 2-15.

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.

Cacya, L.; Meza, P.; Carlotto, V. & Mamani, L. (2013) - Aluvión del 8 de febrero de 2013 en la ciudad de Arequipa. En: Foro Internacional de Riesgos Geológicos. Resumen extendido. INGEMMET. Pp. 195-200.

Calvache, M. L.; Cortés, G. P. & Williams, S. N. (1997) - Stratigraphy and chronology of the Galeras Volcanic Complex, Colombia. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 77: 5-19.

Carazzo, G., Tait, S. & Kaminski, E. (2019) Marginally stable recent Plinian eruptions of Mt. Pelée volcano (Lesser Antilles): the P2 AD 280 eruption. Bull. Volcanol. 81, 1–17. Doi: 10.1007/s00445-018-1265-1266

Cárdenas, S. (1960) - Rocas Neo-volcánicas de los alrededores de Arequipa. Tesis de bachiller. Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa. Facultad de Ciencias. Instituto de Geología.

Cárdenas, E.; Frías, L.; Rangel, E.; Reyes, O. & Valencia, F. (2021) - Aplicación de VolcFlow para simular Avalanchas de Escombros y CDP en los volcanes Popocatépetl, Volcán de Colima y Ceboruco. Ciencia Nicolaita. número 82, 39-58. https://doi.org/10.35830/cn.vi82.557

Cárdenas, E.; Porras, P. & Morales, L. (2013) - Empleo del programa volcflow para simular flujos piroclásticos del volcán Cerro Machín, Tolima, Colombia. Ciencia e Ingeniería Neogranadina, 23(2), 157-172. https://doi.org/10.18359/rcin.228

Carey, S. & Sparks R. (1986) - Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruptions columns. Bulletin of Volcanology, v. 48. p. 109-126.

Carn, S.; Pallister, J.; Lara, L.; Ewert, J.; Watt, S.; Patra, F.; Thomas, R.; Villarosa, G. (2009) - The Unexpected Awakening of Chaitén Volcano, Chile. Eos, Transactions American Geophysical Union, 90 (24) 205-206. DOI:10.1029/2009eo240001.

Casadevall T.J.; De los Reyes P.J. & Shneider D.J. (1996) - The 1991 Pinatubo eruptions and their effects on aircraft operations. En: Newhall, C.G., Punongbayan, R.S. (eds.) Fire and muderuptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines. University of Washington Press, Seattle. 1071-1085pp.

Castruccio, A.; Rust, A. C. & Sparks, R. S J. (2014) - Assessing Lava Flow Evolution from Post-Eruption Field Data Using Herschel-Bulkley Rheology. Journal of Volcanology and Geothermal Research ,275, 71–84.

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.

Charbonnier, S. J. & Gertisser, R. (2012) - Evaluation of geophysical mass flow models using the 2006 block-and-ash flows of Merapi Volcano, Java, Indonesia: towards a short-term hazard assessment tool. J. Volcanol. Geoth. Res. 231–232, 87–108. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2012.02.015.

Charbonnier, S.; Thouret, J.-C., & Constantinescu, R. (2018) - Combining field-based data, remote sensing tools and numerical modeling to enhance hazard assessment of Pyroclastic Density Currents (PDCs): the case of El Misti, Peru. En: Cities on Volcanoes, 10, Naples, 2018.

Charbonnier, S. J.; Thouret, J-C.; Gueugneau, V. & Constantinescu, R. (2020) - New Insights Into the 2070 cal yr BP Pyroclastic Currents at El Misti Volcano (Peru) From Field Investigations, Satellite Imagery and Probabilistic Modeling. Front. Earth Sci. 8:557788. Doi: 10.3389/feart.2020.557788.

Charbonnier, S.J.; Garin, F.; Rodríguez, L.A.; Ayala, K.; Cancel, S.; Escobar-Wolf, R.; Chigna, G.; Chun-Quinillo, C.; González, D.; Chigna, W.; Chun-Quinillo, K.; Mérida, R.; Juarez, F., & Calder, E.S. (2023) - Unravelling the dynamics and hazards of the June 3rd, 2018, pyroclastic density currents at Fuego volcano (Guatemala). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 436: 107791. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107791

Chávez, J. (1992) - La erupción del volcán Misti. Pasado, presente, futuro. Arequipa: Imp. Zenit, 158 p.

Chow, T.L., Rees, H.W., & Moodie, R.L. (1992) - Effects of stone removal and stone crushing on soil properties, erosion, and potato quality. Soil Science, 153, 242-249.

Cioni, R.; Bertagnini, A.; Santacroce, R. & Andronico, D. (2008) - Explosive activity and eruption scenarios at Somma-Vesuvius (Italy): Towards a new classification scheme. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 331–346. Doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.04.024

Cobeñas, G. (2009) - Étude des produits de l´eruption plinianne 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. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.06.006.

Cobeñas, G.; Thouret, J-C.; Bonadonna, C. & Boivin, P. (2014) - Reply to comment on: "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." by Harpel et al., JVGR 2013. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 275: 103-113.

Consejo de Defensa Suramericano. (2015) - Atlas suramericano de mapas de riesgo de desastres causados por fenómenos naturales. Dirección Ejecutiva de la Delegación Peruana ante el CDS-UNASUR. 418 p.

Costa, A. & Macedonio, G. (2005) - Numerical simulation of lava flows based on depth-averaged equations. Geophysical Research Letters, Vol. 32, L05304, doi:10.1029/2004GL021817, 2005.

Cotten, J.; Le Dez, A.; Caroff, M.; Maury, R.; Dulski, P.; Fourcade, S.; Bohn, M.; Brousse, R. (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. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00102-E.

Cueva, K. (2022) - Informe de pasantía de investigación. Escuela de Geociencias. Informe inédito. University of South Florida. pp 34.

Cuno, J. (2019) - Estudio de la erupción pliniana del volcán Misti ocurrida hace 33.7 mil años AP, que emplazó el depósito Sacarosa en la ciudad de Arequipa. Tesis para ob Ingeniero Geólogo. Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, 122 p.

Cruz, R. 2007. Gestión del riesgo por inundación en asentamientos populares, distrito de Mariano Melgar, Arequipa. Tesis para optar el grado de Magíster. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad Nacional de San Agustín. http://bvpad.indeci.gob.pe/doc/pdf/esp/doc1303/doc1303-contenido.pdf

D´Antonio, M.; Capra, L.; Sarocchi, D. & Belloti, F. (2008) – Reconstrucción del evento eruptivo asociado al emplazamiento del flujo piroclástico El Refugio hace 13 ka, Volcan Nevado de Toluca (México). Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. 25(1):115-134.

Dade, W.B. & Huppert, H.E. (1998) - Long-runout rockfalls. Geology, 26 (9), 803–806.

Deniel, C.; Boivin, P.; Miallier, D. & Gerbe, M.-C. (2020) - Multi-stage growth of the trachytic lava dome of the Puy de Dôme (Chaîne des Puys, France). Field, geomorphological and petro-geochemical evidence. J. Volcanol. Geotherm. Res. 392.

Delaite G.; Thouret J-C.; Sheridan M.; Labazuy P.; Stinton A., Souriot T.; Westen C-V. (2005) - Assessment of volcanic hazards of El Misti and in the city of Arequipa, Peru, based on GIS and simulations, with emphasis on lahars. Z. Geomorph. N. F., v. 140, p. 209-231.

Druitt, T.H. ; Young, S. ; Baptie, B. ; Bonadonna, C. ; Calder, E. ; Clarke, A. ; Cole, P. ; Harford, C. ; Herd, R. ; Luckett, R. ; Ryan, G. ; Voight, B. (2002) - Episodes of cyclic Vulcanian explosive activity with fountain collapse at Soufrière Hills Volcano, Monserrat. Geological Society, London Memoirs, 21: 281-306. DOI: 10.1144/gsl.mem.2002.021.01.13.

Dufresne, A., Siebert, L. & Bernard, B. (2021) - Distribution and Geometric Parameters of Volcanic Debris Avalanche Deposits. En: Roverato, M., Dufresne, A., Procter, J. (eds) Volcanic Debris Avalanches. Advances in Volcanology. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-57411-6_4

Escobar, G. (2021) - Estudio de las erupciones plinianas del volcán Misti pertenecientes al Pleistoceno Superior que emplazaron los depósitos "Sandwich Inferior" y Sandwich Superior" en la ciudad de Arequipa. Tesis de pregrado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, 184 p.: https://hdl.handle.net/20.500.12672/17771

Esquivel, A. & Aguilera, F. (2018) - Protocolo de evaluación de los peligros asociados a la actividad volcánica mediante modelos numéricos: aplicación a los volcanes Isluga y Láscar (Chile). En: Foro Internacional: LOS VOLCANES Y SU IMPACTO, 8, Arequipa, 2018. Libro de resúmenes. Arequipa: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico – INGEMMET - OVI. 145 – 149 pp.

Ettinger, S.; Mounaud, L.; Magill, C.; Yao-Lafourcade, A. F.; Thouret, J. C.; Manville, V.; Negulescu, C.; Zuccaro, G.; De Gregorio, D.; Nardone, S.; Luque, J.; Arguedas, A.; Macedo, L.; Manrique, N. (2015) - Building vulnerability to hydro-geomorphic hazards: Estimating damage probability from qualitative vulnerability assessment using logistic regression. Journal of Hydrology, 541, 563–581. Doi: 10.1016/j.jhydrol.2015.04.017

Felpeto, A.; Martí, J. & Ortiz, R. (2007) - Automatic GIS-based system for volcanic hazard assessment. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 166(2), 106–116. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.07.008.

Ferrés, D., & Escobar, R. (2018) - Informe Técnico: Volcán de Fuego. Cooperación Española. Libro, 169 p.

Folch, A.; Joroba O. & Viramonte, J. (2008) - Volcanic ash forecast-application to the May 2008 Chaiten eruption. Natural Hazards and Earth System Sciences, 8, 927-940.

Francis P. W. (1993) – Volcanoes: A Planetary Perspective. Oxford University Press Inc.; New York, 443 p.

García, F.; Baudemont, F.; Chorwicz, J.; Huaman, D. & Parrot, J. (1997) - Morfología cuantitativa y Morfo-estructural del Volcan Misti, Una Aplicación de la Topografía Digital a los Riesgos de Inestabilidad Volcánica (sur del Perú). En: Congreso Peruano de Geología, 9, Lima, 1997. Resúmenes extendidos. Lima: Sociedad Geológica del Perú, Vol. Esp. 1, Vol. Esp. 1, p. 443-448.

García, A.; Murcia, H.; Cortés, G. & Laverde, C. (2011) - Simulación de flujos Piroclásticos en el Volcán Galeras con el Código Titan 2D. Geología Colombiana, Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias, 36 (Edición especial N° 1). https://repositorio.unal.edu.co/handle/unal/35133

Gerbe, M. & Thouret, J. (2004) - Role of magma mixing in the petrogenesis of tephra erupted during the 1990-98 explosive activity of Nevado Sabancaya, southern Peru. Bull Volcanol, 66:541-561. https://doi.org/10.1007/s00445-004-0340-3

Giordano, D., Russell, J. K. & Dingwell, D. (2008) - Viscosity of Magmatic Liquids: A Model. Earth and Planetary Science Letters, 271(1–4): 123–34. Doi: 10.1016/j.epsl.2008.03.038

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, INGEMMET. Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, n° 23. 53 p. https://hdl.handle.net/20.500.12544/141

Gueugneau, V. (2014) - Evaluation du logiciel VolcFlow pour la simulation numérique de lahars et application aux risques associés. Rapport de Travail d'Etude et de Recherche (TRE). Université Blaise Pascal Clermont II. France, 25 pp.

Gueugneau, V.; Kelfoun, K. & Druitt, T. (2019) - Investigation of surge-derived pyroclastic flow formation by numerical modeling of the 25 June 1997 dome collapse at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. Bull. Volcanol. 81 (4): 25. doi:10.1007/s00445-019-1284-y

Gueugneau, V.; Kelfoun, K.; Charbonnier, S.; Germa, A. & Carazzo, G. (2020) - Dynamic and impacts of the May 8th, 1902 pyroclastic current at Mount Pelée (Martinique): new insights from numerical modeling. Front. Earth Sci. 8, 279. doi:10.3389/feart.2020.00279

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.

Harpel, C.; De Silva, S. & Salas, G. (2011) - The 2ka 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.

Harpel, C.; Cuno, J.; Cueva, K.; Japura, S.; Cabrera, M.; Rivera, M. (2018) - Tefroestratigrafía preliminar de erupciones explosivas del volcán Misti (Arequipa, Perú) desde la Autopista y sus implicaciones para los peligros volcánicos. En: Foro Internacional: Los Volcanes y su Impacto, 8, Arequipa, Perú. Libro de resúmenes. Arequipa: INGEMMET, pp. 17-18. https://hdl.handle.net/20.500.12544/1461.

Harpel, C; Cuno, J.; Takach, M.; Rivera, M.; Aguilar, R.; Tepley, F.; García, F. (2023) - The late Pleistocene Sacarosa tephra-fall deposit, Misti Volcano, Arequipa, Peru: its magma, eruption, and implications for past and future activity. Bulletin of Volcanology 85, 46. https://doi.org/10.1007/s00445-023-01654-z.

Harris, A. & Rowland, S. (2001) - FLOWGO: a kinematic thermo-rheological model for lava flowing in a channel. Bulletin of Volcanology, 63(1), 20–44. https://doi.org/10.1007/s004450000120.

Harris, A.; Dehn, J. & Calvari, S. (2007) - Lava Effusion Rate Definition and Measurement: A Review. Bulletin of Volcanology 70(1): 1–22.

Harris, A.; Steffke, A.; Calvari, S. & Spampinato, L. (2011) - Thirty years of satellite-derived lava discharge rates at Etna: implications for steady volumetric output. J. Geophys. Res. 116: B08204. Doi: 10.1029/2011JB008237.

Harris, A. & Rowland, S. (2015) - The Enclyclopedia of Volcanoes: Lava Flows and Rheology. eds. Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J., Academic Press of Elseiver, 321-342pp.

Hayakawa, S.; Yoshida, H.; Obanawa, H.; Naruhashi, R.; Okumura, K.; Zaiki, M.; Kontani, R. (2018) - Characteristics of debris avalanche deposits inferred from source volume estimate and hummock morphology around Mt. Erciyes, central Turkey. Natural Hazards and Earth System Sciences. 18. 429-444. https://doi.org/10.5194/nhess-18-429-2018, 2018.

Haeckel, M.; van Beusekom, J.; Wiesner, M. & König, I. (2001) - The impact of the 1991 Mount Pinatubo tephra fallout on the geochemical environment of the deep- sea sediments in the South China Sea. Earth Planetary Science Letters, 193, 151-166. Doi:10.1016/s0012-821x (01)00496-4

Hoblitt, R.; Walder, J.; Driedger, C.; Scott, K.; Pringle, P.; Wallance, J. (1995) - Volcano hazards from Mount Rainier, Washington. U.S. Geological Survey, Open File Report, 95-273, 10 p. Doi:10.3133/ofr95273.

Iverson, R. M. (1997) - The physics of debris flows. Reviews of Geophysics, v. 35, p. 245–296.

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico (2023 a) - Características de la erupción del volcán Sabancaya periodo enero 2022 – enero 2023. Distrito Achoma, provincia Caylloma, departamento Arequipa. Lima: Ingemmet, Informe Técnico A7362, 27 p

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico. (2023b) - Monitoreo multidisciplinario y evaluación de peligro volcánico del actual proceso eruptivo del volcán Ubinas 2023 [junio a agosto], distrito Ubinas, provincia General Sánchez Cerro, departamento Moquegua. Lima: Ingemmet, Informe Técnico A7420, 55 p.

Instituto Geofísico, & Escuela Politécnica Nacional (s.f.) - Chiles - Cerro Negro. Actividad Sismo Acústica Chiles - Cerro Negro [Reporte del 27 de septiembre de 2021]. (consulta: diciembre 2023) https://www.igepn.edu.ec/chiles-cerro-negro/content/6-chiles-cerro-negro

Instituto Nacional de Estadística e Informática (2017) - XII Censo de Población, VII de Vivienda y III de Comunidades Indígenas. (en línea). Lima: INEI. (consulta: 20 diciembre 2020). https://censo2017.inei.gob.pe/

Jorquera, C. (2018) - Análisis de peligro volcánico por flujos de lava y corrientes de densidad piroclástica en los estratovolcanes activos Callaqui, Llaima, Lonquimay, Tolhuaca, Villarrica y Mocho-Choshuenco, Chile. Tesis de geología. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra. Concepción, Chile. 196 p. http://repositorio.udec.cl/jspui/handle/11594/3417

Kelfoun, K. & Druitt, T. (2005) - Numerical modeling of the emplacement of Socompa rock avalanche. Chile. Journal of Geophysical Research, 110: B12202. Doi:10.1029/2005JB 003758.

Kelfoun, K. ; Druitt, T. ; van Wyk de Vries, B. & Guilbaud, M-N. (2008) - Topographic reflection of the Socompa debris avalanche, Chile. Bull. Volcanol. 70, 1169–1187. Doi:10.1007/s00445-008-0201-6

Kelfoun, K.; Samaniego, P.; Palacios, P. & Barba, D. (2009) - Testing the suitability of frictional behaviour for pyroclastic flow simulation by comparison with a well-constrained eruption at Tungurahua volcano (Ecuador). Bull. Volcanol 71, 1057–1075. Doi:10.1007/s00445-009-0286-6.

Kelfoun, K.; Giachetti, T. & Labazuy, P. (2010) – Landslide-gererated tsunamis at Réunion Island. Journal of Geophysical Research, 115. doi:10.1029/2009jf001381

Kelfoun, K. (2011) - Suitability of simple rheological laws for the numerical simulation of dense pyroclastic flows and long-runout volcanic avalanches. Journal of Geophysical Research, 116. Doi:10.1029/2010JB007622.

Kelfoun, K.; Gueugneau, V.; Komorowski, J.-C.; Cholik, N. & Merciecca, C. (2017) - Simulation of block-and-ash flows and ash-cloud surges of the 2010 eruption of Merapi volcano with a two-layer model. J. Geophys. Res. Solid Earth 122, 1–16. Doi:10.1002/2017jb013981

Kiebala, 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.

Kilburn, C. & Lopes, R. (1991) - General Patterns of Flow Field Growth: Aa and Blocky Lavas. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 96. 19721-19732. Doi:10.1029/91jb01924

Kilburn, C. (2015) – Chapter 55: Lava flow hazards and modeling. En: Sigurdsson, H. ed., The Encyclopedia of Volcanoes: Academic Press. pp. 957–969. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00055-9

Komorowski, J.; Jenkis, S.; Baxter, P.; Picquout, A.; Lavigne, F.; Charbonnier, S.; Gertisser, R.; Preece, K.; Cholik, N.; Santoso, A.; Surono. (2013) - Paroxysmal dome explosion during the Merapi 2010 eruption: Processes and facies relationships of associated high-energy pyroclastic density currents. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 261, 260–294. Doi: 10.1016/j.jvolgeores.2013.01.007.

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.

Legros, F. (1994) - Évaluation des risques éruptifs Application au Volcan el Misti (Axe Volcanique Sud-peruvien). Mémorie DEA Sciences de la Terre et de l'Atmosphere, Université Blaise-Pascal, Clermont Ferrand, 98 p.

Legros, F. (2001) - Tephra stratigraphy of Misti volcano, Peru. Journal of South American Earth Sciences, 14 (1) 15-29. Doi:10.1016/s0895-9811(00)00062-6

Le Pennec, J. ; Hidalgo, S. ; Samaniego, P. ; Ramon, P. ; Yepes, H. ; Eissen, J. (2003) - Magnitud de la Erupción del 3 de noviembre de 2002 del Volcán Reventador, Ecuador. En: Quintas Jornadas en Ciencias de la Tierra, Quito, 2003, Escuela Politécnica Nacional, Quito, p. 97-99.

Lipman, P.W. & Banks, N.G. (1987) - Aa flow dynamics, Mauna Loa 1984. En: Volcanism in Hawaii (R.W. Decker, T.L. Wright & P.H. Stauffer, edits.). U.S. Geol. Sur v. Prof. Paper 1350, 1527-1567.

Lowe, D.; Williams, S.; Leigh, H.; Connort, C.; Gemmell, J.; Stoiber, R. (1986) - Lahars initiated by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia. Nature, 324(6092): 51-53.

Macdonald, G. A. (1953) - Pahoehoe, Aa, and Block Lava. American Journal of Science, 251, 169–191.

Macedo, L. (1994) - Peligro volcánico potencial del Misti. Tesis Ingeniero, Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, 112 p.

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 de la Sociedad Geológica del Perú, v. 95, p. 7-16.

Mariño, J.; Rivera, M.; Cruz, V.; Cacya, L. & Thouret, J-C. (2006) - Informe de trabajos efectuados por el INGEMMET durante la crisis volcánica del volcán Ubinas, periodo marzo a julio de 2006. Informe Técnico inédito. Lima: INGEMMET, 77 p.

Mariño, J.; Rivera, M. & Cacya, L. (2008) - Geología y evaluación de peligros volcánicos del volcán Misti – Arequipa. INGEMMET. Lima. Perú.

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. https://hdl.handle.net/20.500.12544/301

Mariño, J.; Rivera, M.; Thouret, JC. & Macedo, L. (2016) - Geología y Mapa de Peligros del Volcán Misti. INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, N° 60, Lima. Perú.

Mariño, J.; Samaniego, P.; Manrique, N.; Valderrama, P. & Macedo. L. (2019) – Geología y mapa del Complejo Volcánico Tutupaca. INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 66, 165 p., 2 mapas.

Mariño, J.; Samaniego, P.; Manrique, N.; Valderrama, P.; Roche, O.; Van Wyk de Vries, B.; Guillou, H.; Zerathe, S.; Arias, C.; Liorzou, C. (2021) - The Tutupaca volcanic complex (Southern Peru): Eruptive chronology and successive destabilization of a dacitic dome complex. Journal of South American Earth Sciences, 109. 14p. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103227

Martin Del Pozzo, A.; Alatorre, M.; Arana, L.; Bonasia, R.; Capra, P.; Cassata, W.; Cordoba, G.; Cortes, J.; Delgado, H.; Ferres, M.; Fonseca, R.; García, J.; Gisbert, G.; Guerrero, D.; Jaimes, M.; Macías, V.; Nieto, O.; Nieto, A.; Paredes, P., … Tellez, E. (2017) - Estudios geológicos y actualización del mapa de peligros del volcán Popocatépetl: Memoria técnica del mapa de peligros del volcán Popocatépetl. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, 166 p. Monografías del Instituto de Geofísica, 22. https://doi.org/10.22201/igeof.9786070297823e.2017

Mason, B. & Moore, C. (1982) - Principles of geochemistry. 4th edition. Willey & Sons, 344 pp.

Mastin, L.G.; Randall, M.J.; Schwaiger, H.F. & Denlinger, R.P. (2013) - User's guide and reference to Ash3d—A three-dimensional model for Eulerian atmospheric tephra transport and deposition. US Geological Survey, Open-File Report, 2013-1122. https://doi.org/10.3133/ofr20131122

McGuire, W.J. (1996) - Volcano instability: a review of contemporary themes. En: Mcguire, W.J; Jones, A.P. & Neuberg, J., eds. Volcano Instability on the Earth and Other Planets. Geological Society, London, Special Publications, 110, p. 1-23. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.110.01.01

McGuire, W. (2003) - Volcano instability and lateral collapse. Department of geological Sciences, University Collegue London. Revista 1, 33–45

Mockus, V. (1949) - Estimation of total (and peak rates of) surface runoff for individual storms. Interim Survey Rep. Grand (Neosho) River Watershed, Exhibit A in Appendix B, U.S. Department of Ag- riculture, Washington, D.C.

Mossoux, S.; Saey, M.; Bartolini, S.; Poppe, S.; Canters, F.; Kervyn, M. (2016) - Q-LAVHA: A flexible GIS plugin to simulate lava flows. Computers & Geosciences, 97, 98–109. Doi: 10.1016/j.cageo.2016.09.003.

Murúa, M. & Urteaga, H. (1925) – Historia de los Incas: Reyes del Perú, crónicas del siglo XVI, 2da Serie, tomo V. Lima: Imprenta y Libreria Sanmarti y ca. 198 p.

Nakada, S. (2000) - Hazards from pyroclastic flows and surges. En: Sigurdsson, H.; Houghton, B.F.; McNutt, S.R.; Rymer, H. & Stix, J., eds. Encyclopedia of volcanoes. San Diego, CA: Academic Press, p. 945-955.

Naranjo, J.; Sigurdsson, H.; Carey, S.N. & Fritz, W. (1986) – Eruption of the Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, on 13 November 1985: tephra falls and lahars. Science, 233(4767): 961-963.

Navarro, P. (2000) - Cartografía geológica, historia eruptiva y evaluación de las amenazas volcánicas del estratovolcán Misti. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, 198 p.

Newhall, C.G. & Self, S. (1982) - The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. Journal of Geophysical Research, 887, 1231–1238.

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.

Natural Resources Conservation Service (2004) - Chapter 10: Estimation of Direct Runoff from Storm Rainfall. Washington, D.C.: U.S. Department of Agriculture, NRCS. Part 630 Hydrology National Engineering Handbook. (consulta: diciembre 2023). https://www.hydrocad.net/neh/630ch10.pdf

Özdemir, Y.; Akkaya, İ.; Oyan, V. & Kelfoun, K. (2016) - A debris avalanche at Süphan stratovolcano (Turkey) and implications for hazard evaluation. Bull. Volcanol. 78 (2), 1–13.

Pallares, C., Fabre, D., Thouret, JC. 2015.. Geological and geotechnical characteristics of recent lahar deposits from El Misti volcano in the city area of Arequipa, South Peru. Geotech Geol Eng 33, 641–660. https://doi.org/10.1007/s10706-015-9848-x

Paquereau-Lebti, 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.

Paguican, E.; van Wyk de Vries, B. & Lagmay, A. (2014) - Hummocks: how they form and how they evolve in rockslide-debris avalanches. En : Sassa, K., eds. Landslides,11, pp. 67–80. Doi :10.1007/s10346-012-0368-y

Parfitt E.A. &Wilson L. (2008) - Fundamentals of physical volcanology. Blackwell Publishing Ltd. pp 172.

Pierson, T.C. (2005). Hyperconcentrated flow — transitional process between water flow and debris flow. En: Debris-flow Hazards and Related Phenomena. Springer Praxis Books. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/3-540-27129-5_8

Ponomareva, V.; Pevzner, M. & Melekestsev, I. (1998) - Large debris avalanches and associated eruptions in the Holocene eruptive history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia. Bull. Volcanol. 59, 490–505.

Pouget, S.; Davies, T.; Kennedy, B.; Kelfoun, K. & Leyrit, H. (2012) - Numerical modelling: a useful tool to simulate collapsing volcanoes. The Geologists' Association & The Geological Society of London, Geology Today, Vol. 28, No. 2, 59-63.

Prata, F., & Rose, B. (2000) - Volcanic ash hazards to aviation. En: Sigurdsson, H.; Houghton, B.F.; McNutt, S.R.; Rymer, H. & Stix, J., eds. Encyclopedia of volcanoes. San Diego, CA: Academic Press, p. 915-930

Proaño, A. (2018) - Elaboración del mapa de peligros para el complejo volcánico Atacazo - Ninahuilca. Tesis de Ingeniero. Escuela politécnica nacional. Quito, Ecuador. 174 p.

Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas (2008) - Experiencias andinas en mitigación de riesgos geológicos. Publicación Geológica Multinacional, n.6. Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería, 106 p

Ramos, D.; Ortega, M.; Antayhua, Y.; Ancassi, R.; Ccallata, B.; Miranda, R.; Maquerhua, E.; Cruz, L.; Apaza, F.; Masias, P.; Valdivia, D.; Luza, C. (2019) - Informe Técnico Anual: Vigilancia del volcán Ubinas, periodo 2019. INGEMMET. Informe Técnico N° A7000, 75 p.

Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (s.f) - RACEFN Glosario de Geología. (consulta: diciembre 2023). https://www.ugr.es/~agcasco/personal/rac_geologia/0_rac.htm

Reiche, P. (1937) - The Toreva-block, a distinctive landslide type. The Journal of Geology, 45 (5), 538-548. Doi:10.1086/624563

Richards, J. & Villeneuve, M. (2001) - The Llullaillaco volcano, northwestern Argentina: construction by Pleistocene volcanism and destruction by edifice collapse. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 105 (1) 77-105. Doi:10.1016/s0377-0273(00)00245-6

Riker, J.M.; Cashman, K.; Kauahikaua, J. & Montierth, C. (2009) - The length of channelised lava flows: insight from the 1859 eruption of Mauna Loa Volcano, Hawaii. J. Volcanol. Geotherm. Res. 183, 139–156.

Rivera, E. (1996) - Imagen y Leyenda de Arequipa, Antología 1590-1990. Lima: Fundación M.J. Bustamante de la Fuente, 697 p.

Rivera, M.; Thouret J.C. & Gourgaud A. (1998) - Ubinas, el volcán más activo del sur del Perú desde 1550: Geología y evaluación de las amenazas volcánicas. Bolt. de la Soc. Geol. del Perú, v.88;53-71.

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. (2009) - Geología y evaluación estudio de productos emitidos por el volcán Misti durante los últimos 10,000 años. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico. Lima. Perú.

Rivera, M.; Thouret J.; Mariño J.; Berolatti R. & Fuentes J. (2010) - Characteristics and management of the 2006-2008 volcanic crisis at the Ubinas volcano (Perú). Journal of Volcanology and Geothermal Research 198 (2010) 19-34.

Rivera M.; Mariño J. & Thouret J. (2011) - Geología y Evaluación de Peligros del volcán Ubinas. INGEMMET, Boletín, Serie C. Geodinámica e Ingeniería Geológica, 46, 88 p.

Rivera, M.; Mariño, J.; Samaniego, P.; Delgado, R. & Manrique, N. (2016) - Geologia y evaluación de peligros del complejo volcánico Ampato - Sabancaya (Arequipa), INGEMMET. Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 61, 122 p., 2 mapas.

Rivera, M.; Martin, H.; Le Pennec J.L.; Thouret, J.C.; Gourgaud, A. & Gerbe, M.C. (2017) - Petro-geochemical constraints on the source and evolution of magmas at El Misti volcano (Peru). Lithos, 268 -271: 240-259. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.11.009

Rivera, M.; Samaniego, P.; Vela, J. & Le Pennec, J.-L. (2018) - Geología y evaluación de peligros del Complejo Volcánico Yucamane - Calientes (Candarave - Tacna). INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 65, 128 p., 2 mapas.

Rivera, M.; Cueva, K.; Le Pennec, J.; Vela, J.; Samaniego, P.; Manrique, N.; Soncco, Y. (2020) - Geología y evaluación de peligros del volcán Sara Sara (Ayacucho). INGEMMET, Boletín, SerieC: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 78, 154 p., 2mapas.

Romero, J.; Vera, F.; Polacci, M.; Morgavi, D.; Arzilli, F.; Ayaza, M.; Bustillos, J.; Guevara, A.; Johson, J.; Palma, J.; Burton, M.; Cuenca, E.; Keller, W. (2018) - Tephra from the 3 March 2015 sustained column related to explosive lava fountain activity at Volcán Villarrica (Chile). Front Earth Sci, 6, 98. Doi: 10.3389/feart.2018.00098.

Roverato, M.; Dufresne, A. & Procter, J. (2021) - Volcanic debris avalanches. [s.l.]: Roverato, M.; Dufresne, A. & Procter, J. 364p. Advances in volcanology.

Rowland, S. & Walker, G. (1990) - Pahoehoe and Aa in Hawaii: Volumetric Flow Rate Controls the Lava Structure. Bulletin of Volcanology, 52 (8). 615-628 Doi:10.1007/bf00301212

Rowland, S.; Harris, A.; Wooster, M.; Amelung, F.; Garbeil, H.; Wilson, L.; Mouginis-Mark, P. (2003) - Volumetric characteristics of lava flows from interferometric radar and multispectral satellite data: the 1995 Fernandina and 1998 Cerro Azul eruptions in the western Galapagos. Bulletin of Volcanology, 65, 311-330. https://doi.org/10.1007/s00445-002-0262-x

Rowland, S.; Garbeil, H. & Harris, A. (2005) - Lengths and hazards from channel-fed lava flows on Mauna Loa, Hawai 'i, determined from thermal and downslope modeling with FLOWGO. Bulletin of Volcanology, 67, 634–647.

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

Sandri, L.; Thouret, J.-C.; Constantinescu, R.; Biass, S. & Tonini, R. (2014) - Longterm multi-hazard assessment for El Misti volcano (Perú). Bull. Volcanol. 76, 2. Doi:10.1007/s00445-013-0771-9

Sanz, S. (2020) - Evaluación del Peligro por Flujos Piroclásticos de Bloques y Cenizas en el Flanco Sur del Complejo Volcánico Chachani. Tesis pregrado, UNAS. 212 p.

Saucedo, R.; Macias, J.; Sheridan, M.F.; Bursik, M.; & Komorowski, J. (2005) - Modeling of pyroclastic flows of Colima Volcano, Mexico: implications for hazard assessment. Journal of volcanology and geothermal research, 139, 1, 103-115. Doi: 10.1016/j.jvolgeores.2004.06.019

Sébrier, M.; Mercier, J.; Megard, F.; Laubacher, G. & Carey-Gailhardis, E. (1985) - Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the Central Andes of south Perú. Tectonics, 4, 7, pp. 739 - 780.

Shi, X., Jiang, Y. & Hirakawa, Y. (2018) - Growth and potentialcollapse of the lava dome in Unzen volcano and the es-timation on block-and-ash flows, Geosci. J., 22: 273–286, https://doi.org/10.1007/s12303-017-0051-3

Schilling, S.P. (2014) - Laharz_py - GIS tools for automated mapping of lahar inundation hazard zones. U.S. Geological Survey Open-File Report 2014-1073, 78 p., https://dx.doi.org/10.3133/ofr20141073.

Schwaiger, H.; Denlinger, R.; & Mastin, L. (2012) - Ash3D: A finite-volume, conservative numerical models for ash transport and tephra deposition. Journal of Geophysical Research, 117.20 pp. Doi:10.1029/2011jb008968

Shea, T. & van Wyk de Vries, B. (2008) - Structural analysis and analogue modelling of the kinematics and dynamics of large-scale rock avalanches. Geosphere 4, 657-686 pp. Doi:10.1130/ges00131.1

Siebert L. (1984) - Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 22, 3–4, pp. 163-197. doi.org/10.1016/0377-0273(84)90002-7

Siebert, L.; Glicken H. & Ui, T. (1987) - Volcanic hazards from Bezymiany – and Bandai type eruptions. Bulletin of Volcanology, v. 49, p. 435-459.

Siebert, L.; Begét, J.E., & Glicken, H. (1995) - The 1883 and late-prehistoric eruptions of Augustine volcano, Alaska. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 66(1-4): 367-395. https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)00069-S

Siebert, L.; Simkim, T. & Kimberley, P. (2011) - Volcanoes of the World. 3. ed. Washington, D.C.: Smithsonian Institution, Berkeley, CA: University of California Press, 551 p.

Sigurdsson H.; Carey, S. & Espindola, J. (1984) - The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico: stratigraphy of pyroclastic deposits. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 23(1): 11–37.

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.

Soncco, Y. (2017) - Evaluación de peligros volcánicos del volcán Sara Sara. Tesis de Ingeniero. Universidad Nacional de San Agustín. Arequipa. 137 p.

Sousa, J. & Voight, B. (1995) - Multiple-pulsed debris avalanche emplacement at Mount St Helens in 1980. Evidence from numerical continuum flow simulations. J Volcanol Geotherm Res. 66: 227–250 pp.

Sparks, R. & Wilson, L. (1976) - A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse. Journal of the Geological Society of London, 132: 441-451.

Stewart C.; Johnston, D.; Leonard, G.; Horwell, C.; Thordarson, T.; Cronin, S. (2006) - Contamination of water supplies by volcanic ash fall: a literature review and simple impact modeling. Journal Volcanology and Geothermal Research, 158: 296-306.

Suni, J. (1999) - Estudio geológico y vulcanológico del volcán Misti y sus alrededores. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional San Agustin, Arequipa, 179 p.

Suzuki, T. (1983) - A Theoretical Model for Dispersion of Tephra. En: Shimozuru, D.; Yokoyama, I.; eds. Arc Volcanism: Physics and Tectonics. Tokio: 1981 IAVCEI Symposium, pp. 95-113.

Takach, M.; Tepley, F.; Harpel, C.; Aguilar, R.; Rivera, M. (2024) - To Mix or Not to Mix: Details of Magma Storage, Recharge, and Remobilization during the Pacheco Stage at Misti Volcano, Peru (≤21–2 ka), Journal of Petrology, Volume 65, Issue 7, July 2024, egae050.

Tenzer, R.; Sirguey, P.; Rattenbury, M. & Nicolson, J. (2011) - A digital rock density map of New Zealand. Computers & Geoscience, 37 (8): 1181–1191.

Tepley, F.; De Silva, S. & 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.

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. ; Guillande, R. ; Huaman, D. ; Gourgaud, A. ; Salas, G. ; Chorowicz, J. (1994) - L'activite actuelle du Nevado Sabancaya (Sud Perou): reconnaissance geologique et satellitaire, evaluation et cartographie des menaces volcaniques. Bulletin - Societie Geologique de France, 165(1): 49-63.

Thouret, J.C. ; Finizola, A. ; Fornari, M. ; Legeley-Padovani, A. ; Suni, J. ; Frenchen, M. (2001) - Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. Geological Society of America Bulletin, 113(12): 1593-1610. DOI: 10.1130/0016-7606(2001)113<1593: GOEMVN>2.0.CO;2

Thouret, J.C. ; Rivera, M. ; Worner, G. ; Gerbe, M-C. ; Finizola, A. ; Fornari, M. ; Gonzales, K. (2005) - Ubinas : the evolution of the historically most active volcano in southern Peru. Bulletin of Volcanology, 67(6): 557-589. https://doi.org/10.1007/s00445-004-0396-0.

Thouret, J.-C. ; Mamani, M. ; Gerhard, W. ; Paquereau-Lebti, P. ; Gerbe, C. ; Delacour, A. ; Rivera, M. ; Cacya, L. ; Mariño, J. ; Singer, S. (2008) - Neogene ignimbrites and volcanic edifices in southern Peru : Stratigraphy and timevolume - composition relationships. En: International Symposium on Andean Geodynamics, 7. Nice, 2008. Extended abstracts. Paris: IRD Éditions, p. 545-548. https://hdl.handle.net/20.500.12544/3803

Thouret, J.-C.; Antoine, S.; Magill, C. & Ollier, C. (2020) - Lahars and debris flows: Characteristics and impacts, Earth-Science Reviews, 201, 103003. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103003.

Thouret, J.-C. (2022) - Modeling tephra falls and sediment-water flows to assess their impacts on a vulnerable building stock in the city of Arequipa, Peru. Frontiers in Earth Science, 10, 865989. https://doi.org/10.3389/feart.2022.865989

Tilling R. I. ed (1989) - Short course in geology: Vol. I - Volcanic Hazards - Short course, 28th Washington D.C: American Geophysical Union, 123 p.

Tilling, R.I. ed. & Beate, B. (trad). (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.

Travada y Córdova, V. (1958) – El suelo de Arequipa convertido en cielo: Historia general de Arequipa, año de 1752. Arequipa: Primer Festival del Libro Arequipeño, 121 p.

Tuffen, H.; James, M. R.; Castro, J. & Schipper, C. (2013) - Exceptional mobility of an advancing rhyolitic obsidian flow at Cordón Caulle volcano in Chile. Nature communications, 4(1), 2709.

Ui, T. (1983) - Volcanic dry avalanche deposits identification and comparison with non-volcanic debris streams deposits. J Volcanol Geotherm Res, 18:135–150.

Valdivia D.; Japura, S.; Paxi, R.; Aguilar, R. & Taipe, E. (2020) - Evaluación de caída de ceniza del volcán Sabancaya en el valle del Colca y alrededores. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico -INGEMMET. Informe Técnico: N° A7104, 38 p. https://hdl.handle.net/20.500.12544/3027

Valenzuela, C. (2011) - Tasa de Crecimiento del complejo de domos del Volcán Chaitén, periodo mayo 2008 -diciembre 2009. Tesis pregrado. Universidad de Chile. 57 p.

Vallance, J.W., Iverson, R. (2015). Lahars and their deposits. En: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. eds., Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, London, pp. 649-664.

Vallance, J.; Siebert, L.; Rose, W.; Girón, J. & Banks, N. (1995) - Edifice collapse and related hazards in Guatemala. J Volcanol Geotherm Res 66(1): 337–345.

Vallance, J.W. (2005) - Volcanic debris flows. En: Jakob, M., Hungr, O. (eds.), Debris Flow Hazards and Related Phenomena. Praxis-Springer, Berlin and Heidelberg, pp. 247-274.

Vallejo, S. (2017) - Numerical models of volcanic flows for an estimation and delimitation of volcanic hazards, the case of Reventador volcano (Ecuador). Thesis presented to obtain the degree of UNIVERSITY DOCTOR. Earth Sciences. Université Clermont Auvergne. 318 p.

Valverde, V.; Mothes, P.; Beate, B. & Bernard, J. (2021) - Enormous and far-reaching debris avalanche deposits from Sangay volcano (Ecuador): Multidisciplinary study and modeling the 30-ka sector collapse. J Volcanol Geotherm Res. 411:107–123.

van Wyk de Vries, B.; Self, S.; Francis, P. & Keszthelyi, L. (2001) - A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. J. Volcanol. Geotherm. Res. 105(3): 225–247. doi:10.1016/s0377-0273(00)00252-3

van Wyk de Vries, B. & Tim Davies, T. (2015) - Chapter 38: Landslides, debris avalanches, and volcanic gravitational deformation. En: Sigurdsson, H. ed., The Encyclopedia of Volcanoes, second edition. Amsterdam: Academic Press, pp. 665–685, doi:10.1016/B978-0-12-385938-9.00038-9.

Vela J. (2015) - Estudio tefroestratigráfico de los depósitos asociados con las erupciones recientes del volcán Yucamane (Tacna). Tesis de Ingeniería Geológica. Universidad Nacional de San Agustín. 118 p.

Voight, B.; Janda, R.; Glicken, H. & Douglass, P. (1983) - Nature and mechanics of the Mount St. Helens rockslide-avalanche of 18 May 1980. Geotechnique, 33(3): 243–273.

Wadge, G.; Francis, P. & Ramirez, C. (1995) - The Socompa collapse and avalanche event. J Volcanol Geotherm Res. 66:309–336.

Walker, G. (1973) - Lengths of Lava Flows. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A. Mathematical and Physical Sciences v. 274(1238), 107–118.

Wantim, M.; Kervyn, M.; Ernst, G.; Marmol, M.; Suh, C.; Jacobs, P. (2013) - Numerical experiments on the dynamics of channelised lava flows at Mount Cameroon volcano with the FLOWGO thermo-rheological model. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Volume 253, pp 35-53, ISSN 0377-0273, https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.12.003.

Warwick R (2020) - A comprehensive volcanic hazard assessment for Mount Meager volcanic complex, B.C. Masters Theis. Simon Fraser University. 124 p.

Wilson, L.; Sparks, R.S.J. & Walker, G.P. (1980) – Explosive volcanic eruptions—IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behaviour. Geophysical Journal International, 63(1): 117-148. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1980.tb02613.x

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

Zobin, V.M. ; Luhr, J. ; Taran, Y. ; Breton, M. ; Cortés, A. ; de la Cruz-Reyna, S. ; Domínguez, T. ; Galindo, I. ; Gavilanes, J. ; Múmiz, J. ; Navarro, C. ; Ramñirez, J. ; Reyes, G. ; Ursúa, M. ; Velasco, J. ; Alatorre, E. ; Santiago, H. (2002) - Overview of the 1997–2000 activity of Volcán de Colima, México : Journal of Volcanology and Geothermal Research, 117 : 1–19. DOI: 10.1016/S0377-0273(02)00232-9

Zobin, V.; Bretón, M.; León, Z. & Tellez, A. (2021) - Transition from passive degassing to slow growth of a new lava dome as derived from seismic signatures: Volcán de Colima, México, January–February 2016. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 420. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107419.

ANEXOS

Anexo 1: Columnas Tefroestratigráficas del volcán Misti

Anexo 2: Geoquímica de rocas del Misti

Los anexos del boletín se encuentra en la siguiente ruta:

https://hdl.handle.net/20.500.12544/5309

RELACIÓN DE MAPAS E ILUSTRACIONES

Mapas

Mapa 1 Mapa de peligros por lahares del volcán Misti.

Mapa 2 Mapa de peligros por caídas piroclásticas del volcán Misti.

Mapa 3 Mapa de peligros por flujos piroclásticos del volcán Misti.

Mapa 4 Mapa de peligros por flujos de lava del volcán Misti.

Mapa 5 Mapa de peligros por avalanchas de escombros del volcán Misti.

Figuras

Figura 1.1 Mapa de ubicación de los volcanes activos de la cadena Plio-Cuaternaria del sur peruano. El Perú cuenta con 10 volcanes activos, holocénicos, simbolizado en triángulo rojo.

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.

Figura 2.1 Cima del volcán Misti, mostrando los dos cráteres.

Figura 2.2 Mapa geomorfológico del área del área del volcán Misti. Se han identificado 11 unidades geomorfológicas principales. Las unidades geomorfológicas están basadas de acuerdo a las Especificaciones Técnicas (M2.1-ET-054) – DGAR – INGEMMET.

Figura 2.3 La fotografía con vista hacia el sur de fallas normales en la secuencia lacustre, sector de Chiguata.

Figura 2.4 Mapa estructural del área del volcán Misti (Modificado de Benavente et al., 2017).

Figura 3.1 Mapa de registros geológicos de lahares en base al Boletín N°60 Geología y Mapa de Peligros del Volcán Misti.

Figura 3.2 Secuencias de lahares en el sector de Congata – Cerro Verde, al SE de Arequipa.

Figura 3.3 Mapa geológico que muestran los depósitos de flujos piroclásticos emplazados en la zona de Arequipa. Tomado del boletín: “Geología y Mapa de Peligros del Volcán Misti”, (Mariño et al., 2016).

Figura 3.4 Vista del flanco sureste del volcán Misti, donde se distinguen las estructuras de canalización (levées) en el flujo de lava.

Figura 3.5 Mapa geológico que muestran los depósitos de flujos de lava emplazados en la zona de Arequipa. Tomado del boletín Mariño et al., 2016.

Figura 3.6 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 3.7 a) Facies de bloques del depósito de avalanchas de escombros del volcán Misti, se puede observar clastos de lava con texturas tipo rompecabezas. b) Facies de matriz que están englobando los clastos; esta facie es más abundante en las zonas distales del depósito.

Figura 3.8 Depósitos de avalancha de escombros del volcán Misti (Mariño et al., 2016), ubicados en la zona oeste, suroeste y sur.

Figura 3.9 Mapa de ubicación de columnas tefroestratigráficas realizadas en los sectores SE, S, SO y O del volcán Misti.

Figura 3.10 Columna tefroestratigráfica generalizada del sector SO del volcán Misti.

Figura 3.11 Correlación tefroestratigráfica sectores SO y O del volcán Misti.

Figura 3.12 Afloramiento del depósito de caída Fibroso Blanquecino en el sector de Alto Cayma. Sobreyaciendo se encuentra un nivel retrabajado, infrayaciendo al depósito de caída Cogollo.

Figura 3.13 Afloramiento del depósito de caída Cogollo en el sector de la entrada a Chiguata.

Figura 3.14 Afloramiento del depósito de caída Conchito en el sector de Nuevo Perú.

Figura 3.15 Afloramiento que muestra las caídas Gris Blanquecino Sin Gradación, Ceniza Lili, Las Franjas, Enriquecida con Líticos a la Base, Chichasara, Amarillento, Autopista en el sector SO del volcán Misti, cerro Pacheco – 3 arbolitos.

Figura 3.16 Depósito de caída Ceniza Lili y las Franjas en el sector de los 3 arbolitos en Alto Selva Alegre.

Figura 3.17 Afloramiento del depósito de caída de hace 2050 años, sector de Alto Selva Alegre.

Figura 3.18 Columna tefroestratigráfica generalizada del sector SE del volcán Misti.

Figura 3.19 Correlación tefroestratigráfica del sector S-SE del volcán Misti.

Figura 3.20 Afloramiento del depósito de caída Tricolor, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

Figura 3.21 Vista del cráter del volcán Misti presentando emisión de gases.

Figura 3.22 a) y b) presencia de biotita (bt) con una vesícula rodeada de pequeños fenocristales de plagioclasa (plg); a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de plagioclasa (plg) con zonamiento concéntrico al centro y algunas con macla polisintética. e) y f) presencia de plagioclasas (plg) anhedrales, una con un tenue zonamiento concretico y otras de menor tamaño “rotas”. g) presencia de plagioclasa con una ligera textura sieve y con “agujeros”. h) vesículas alargadas de aspecto fluidal de hasta 0.9 mm.

Figura 3.23 a) y b) presencia de fenocristales de clinopiroxeno (cpx), ortopiroxeno (opx) y plagioclasa (plg) con predominancia de macla polisintética; a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de dos fenocristales juntos de ortopiroxeno (opx).

Figura 3.24 a) y b) presencia de fenocristales biotita (bt) de hasta 0.75 mm; a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de tres fenocristales de clinopiroxeno (cpx) con presencia de macla simple y fenocristal de plagioclasa (plg). e) y f) presencia de dos fenocristales “rotos” de plagioclasa (plg) con zonamiento concéntrico.

Figura 3.25 a) y b) presencia de fenocristales anfibol (anf), plagioclasa (plg) y clinopiroxeno (cpx); a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia fenocristal de clinopiroxeno (cpx) y plagioclasa (plg); c) nicoles paralelos y d) nicoles cruzados. e) y f) presencia fenocristal subhdedral de anfibol (anf).

Figura 3.26 a) y b) presencia de fenocristales anfibol (anf) y plagioclasa (plg); a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de anfibol (anf), clinopiroxeno (cpx) y plagioclasa (plg) con zonamiento concéntrico. e) y f) presencia fenocristales de anfibol (anf) y presencia de vesículas.

Figura 3.27 a) y b) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg) con macla polisintética, anfibol (anf), clinopiroxeno (cpx) y ortopiroxeno (opx); a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristal de anfibol (anf) de tamaño de 2.75 mm con “oquedades” donde se observan fenocristales de plagioclasa (plg) en su mayoría. e) y f) presencia de fenocristal de anfibol (anf) con macla simple, “roto” y ligeramente desplazado con fenocristales de plagioclasa (plg).

Figura 3.28 a) y b) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg) con macla polisintética y/o zonamiento concéntrico, y fenocristales de anfibol (anf); a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de anfibol (anf) y algunos con macla simple. e) y f) presencia de fenocristal de plagioclasa (plg) con ligera textura "sieve" con presencia de vesículas subredondeadas, ligeramente alargada.

Figura 3.29 a) y b) presencia de fenocristal de plagioclasa (plg) con ligera textura "sieve" y fenocristales de anfibol (anf) de menor tamaño (<0.2 mm); a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de anfibol (anf) alargado y fenocristales de clinopiroxeno (cpx). e) y f) presencia de fenocristal de clinopiroxeno (cpx) de 0.5 mm con presencia de vesículas subredondeadas.

Figura 3.30 a) y b) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg) con zonamiento concéntrico, y fenocristales de ortopiroxeno (opx) y clinopiroxeno (cpx); a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg) con macla polisintética y fenocristales de clinopiroxeno (cpx). e) y f) presencia de fenocristales de anfibol (anf), plagioclasa (plg), ortopiroxeno (opx) y clinopiroxeno (cpx).

Figura 3.31 a) y b) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg), ortopiroxeno (opx), clinopiroxeno (cpx) y anfibol (anf), y se observa vesícula subredondeada; a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de anfibol (anf), en su mayoría de forma alargada y fenocristales de ortopiroxeno (opx) y clinopiroxeno (cpx).

Figura 3.32 a) y b) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg) con macla simple y/o zonamiento concéntrico; a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de clinopiroxeno (cpx) alargados con vesículas subredondeadas; c) nicoles paralelos y d) nicoles cruzados. e) y f) presencia en conjunto de fenocristales de anfibol (anf), plagioclasa (plg), ortopiroxeno (opx) y clinopiroxeno (cpx), y se observa vesículas subredondeadas.

Figura 3.33 a) y b) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg) con macla simple y uno con ligera textura "sieve"; a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristal de ortopiroxeno (opx) donde se observa en estado de "extinción" con fenocristales de plagioclasa (plg) y clinopiroxeno (cpx) de menor tamaño (<0.15 mm).

Figura 3.34 a) y b) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg) con macla polisintética y clinopiroxenos (cpx); a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg), y de menor tamaño (< 0.1 mm) fenocristales de ortopiroxeno (opx) y clinopiroxeno (cpx). e) y f) presencia de fenocristales de ortopiroxeno (opx) y plagioclasa (plg).

Figura 3.35 a) y b) presencia de fenocristales de anfibol (anf); a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg), ortopiroxeno (opx) y clinopiroxeno (cpx).

Figura 3.36 a) y b) presencia de fenocristales de anfibol (anf); a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg) con macla polisintética, ortopiroxeno (opx) y clinopiroxeno (cpx); c) nicoles paralelos y d) nicoles cruzados. e) y f) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg), ortopiroxeno (opx) y clinopiroxeno (cpx) con presencia de vesículas subredondeadas.

Figura 3.37 a) y b) presencia de fenocristales de plagioclasa (plg) con macla polisintética, y fenocristales de ortopiroxeno (opx) y clinopiroxeno (cpx) con macla simple; a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de anfibol (anf) ligeramente alargados, y fenocristales de plagioclasas (plg) con zonamiento concéntrico y/o macla polisintética y clinopiroxeno (cpx).

Figura 3.38 a) y b) presencia de fenocristales clinopiroxeno (cpx) y plagioclasa (plg) con zonamiento concéntrico; a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de plagioclasas (plg) con presencia de zonamiento concéntrico.

Figura 3.39 a) y b) presencia de fenocristales clinopiroxeno (cpx) y ortopiroxeno (opx); a) nicoles paralelos y b) nicoles cruzados. c) y d) presencia de fenocristales de ortopiroxeno (opx), clinopiroxeno (cpx) con macla simple y plagioclasa (plg) con ligera textura "sieve".

Figura 3.40 a) y b) presencia de fenocristal de anfibol (anf) con macla simple y fenocristales de plagioclasa (plg) y en matriz con un aspecto ligeramente "fluidal" c) y d) presencia de fenocristales de anfibol (anf) con macla simple y se observa vesículas subredondeadas.

Figura 3.41 Diagrama de clasificación de rocas "Total de alcalinos vs. sílice" (TAS), de Le Bas et al., (1986), de las caídas del volcán Misti en los últimos 50 000 años.

Figura 3.42 Diagramas de variación de elementos mayores versus el porcentaje en peso de sílice.

Figura 4.1 Tipos de peligros volcánicos que puede presentar un estratovolcán como el Misti (Fuente: INGEMMET).

Figura 4.2 Fotografías antiguas de lahares en Arequipa.

Figura 4.3 Daños causados por lahares en las quebradas San Lázaro y Huarangal.

Figura 4.4 A) Sedimentos y bloques dejados por el lahar. B) Cauce de la quebrada Los Incas reducido hasta 4 m de ancho. C) Huaico empozado dentro de la quebrada, cancha de futbol lleno de barro y basura D) sedimentos dejados por el lahar dentro de las viviendas.

Figura 4.5 A) Colapso de muros de contención en la margen izquierda de torrentera, con pérdida de plataforma de la calle Virgen del Pilar. B) El cauce de la torrentera se ha estrechado a 4,54 m de ancho por construcción de edificaciones, por efecto del flujo socavó los cimientos del muro de contención en la margen izquierda generando el colapso de las columnas de la fábrica textil en el pasaje Victoria. C) Intersección de la Av. Venezuela con el pasaje Jacinto Ibañez, frente a la Urb. Juan El Bueno. D) Ampliación de la vista, erosión en la margen izquierda de la torrentera Venezuela E) Erosión de toda la vía izquierda de la Av. Venezuela, margen derecha de la Torrentera Venezuela.

Figura 4.6 Gráficos de dispersión de las precipitaciones acumuladas pertenecientes a las estaciones de SENAMHI (La pampilla, Chiguata, El Frayle) y AUTODEMA (Aguada Blanca), en círculo rojo se encierra la máxima precipitación acumulada registrada en la estación La Pampilla.

Figura 4.7 Gráfico de ábacos que muestra la escorrentía real con la precipitación real. Mockus (1949).

Figura 4.8 Mapa aproximado de microcuencas del volcán Misti y flanco sureste del Chachani según el tipo de suelo y roca.

Figura 4.9 Mapa de peligros por lahares del volcán Misti.

Figura 4.10 Resultado de simulaciones de caídas de ceniza y/o lapilli, considerando un volumen DRE de 0.006 km^3.

Figura 4.11 Resultado de simulaciones de caídas de ceniza y/o lapilli, considerando un volumen DRE de 0.006 – 0.5 km^3.

Figura 4.12 Resultado de simulaciones de caídas de ceniza y/o lapilli, considerando un volumen DRE de 1 km^3.

Figura 4.13 Roseta que muestra la dirección preferente de vientos (E, SE-O, SO), entre las altitudes de 5,900 a 31,000 m s.n.m. Las escalas de color muestran las velocidades de los vientos. Fuente INGEMMET, con datos del NOAA NCEP/NCAR Reanalysis 2, 2000 al 2022.

Figura 4.14 Mapa de peligros por caída de ceniza y/o lapilli del volcán Misti para erupciones con IEV 1-2.

Figura 4.15 Mapa de peligros por caída de ceniza y/o lapilli del volcán Misti para erupciones con IEV 3-4.

Figura 4.16 Mapa de peligros por caída de ceniza y/o lapilli del volcán Misti para erupciones con IEV 5.

Figura 4.17 Modelo de una columna eruptiva de una erupción explosiva. a) La columna se eleva hasta que por efecto de gravedad y el material que lo compone pierde estabilidad, no se puede sostener y colapsa. b) Generación de los flujos piroclásticos de pómez y cenizas y oleadas piroclásticas. Fuente: (Sparks, 1986).

Figura 4.18 Ubicación resaltada de la Unidad FPP-m2 en San Lázaro y Huarangal.

Figura 4.19 Mapa donde se muestran los polígonos de los PDCs confinados y no confinados del volcán Misti. Fuente: Charbonnier et al., (2020).

Figura 4.20 Modificación de curvas de nivel, a partir de DEM de 4m, para la reconstrucción de un domo en el cráter interior del volcán Misti. Las figuras representan el modelo original de las curvas y el modificado. Las dimensiones del cráter van de 520 x 550m.

Figura 4.21 Visualización del TIN del domo (izquierda) y el domo con el Misti (derecha). Visualización del domo reconstruido en el cráter más pequeño del volcán Misti.

Figura 4.22 (Izquierda) Fuente para simulaciones por escenario IEV 2-3, (Derecha) Fuente para simulaciones por escenario IEV 3-4-5. DEM de la zona del volcán Misti en Arequipa.

Figura 4.23 (A) Diagrama de Pareto y (B) distribución de volúmenes y cohesión de las simulaciones de PDC con VolcFlow de 1 fase realizadas por Charbonnier et al., 2020.

Figura 4.24 (A) Diagrama de Pareto para la simulación de PDC en el volcán Misti, con VolcFlow de 2 fases.

Figura 4.25 Plataforma del código VolcFlow en Matlab, para la simulación de PDC.

Figura 4.26 Scripts usados en las simulaciones de VolcFlow de 1 fase (izquierda); Se han realizado múltiples simulaciones utilizando los valores máximos y mínimos en cada rango de volumen considerado, de acuerdo a cada escenario eruptivo planteado (derecha).

Figura 4.27 Simulaciones por flujos piroclásticos con VolcFlow de 1 fase en el volcán Misti, realizadas con volúmenes entre 1-50 x106m^3, perteneciente al escenario IEV 2-3 (Vulcaniano). (a) Inicio de la simulación); (b) desarrollo de la simulación.

Figura 4.28 Simulaciones por flujos piroclásticos con VolcFlow de 1 fase en el volcán Misti, realizadas con volúmenes entre 50-100 x106m^3, perteneciente al escenario IEV 3-4 (Subpliniano). (a) Inicio de la simulación); (b) desarrollo de la simulación.

Figura 4.29 Simulaciones por flujos piroclásticos con VolcFlow de 1 fase en el volcán Misti, realizadas con volúmenes entre 100-1000 x106m^3, perteneciente al escenario IEV 5 (Pliniano).

Figura 4.30 Resultados de las simulaciones, generando un mapa de peligros por flujos piroclásticos por colapso de domo. El color rojo y anaranjado corresponden a sectores sectoriales (20x106 m^3) y color amarillo es el colapso total del domo (50x106 m^3).

Figura 4.31 Mapa de peligros por flujos piroclásticos del volcán Misti.

Figura 4.32 Imagen Google Earth que muestra los flujos de lava que se emplazaron desde el cráter del volcán Misti.

Figura 4.33 Imagen satelital que muestra los puntos de inicio para la simulación de flujos de lava del volcán Misti.

Figura 4.34 Simulaciones realizadas en el volcán Misti con el código Q-LavHA.

Figura 4.35 Resultados de simulaciones de flujos de lava con Q-LavHA en un escenario Vulcaniano con una tasa eruptiva de 300 m^3/s, punto de inicio P1, P2 y P3.

Figura 4.36 Resultados de simulaciones de flujos de lava con Q-LavHA en un escenario Vulcaniano con una tasa eruptiva de 280 m^3/s, punto de inicio P1, P2 y P3.

Figura 4.37 Resultados de simulaciones de flujos de lava con Q-LavHA en un escenario Vulcaniano con una tasa eruptiva de 260 m^3/s, punto de inicio P1, P2 y P3.

Figura 4.38 Mapa de peligros por flujos de lavas del volcán Misti.

Figura 4.39 Secuencia de imágenes del Monte Santa Helena antes, durante y después de su erupción el 18 de mayo de 1980. Fue una de las erupciones volcánicas más poderosas y destructivas de la historia de Estados Unidos. La imagen de la izquierda muestra la montaña el día antes de la erupción (fuente: USGS).

Figura 4.40 Modelo general de una avalancha de escombros volcánicos. (a) Vista transversal de la formación de estructuras durante la propagación de la avalancha. (b) Vista en planta de la formación de hummocks (tomado de van Wyk de Vries, 2015).

Figura 4.41 a) Mapa de pendientes del volcán Misti, la coloración roja representa la zona de mayor pendiente, con un ángulo de inclinación de 30° a más de 45°. b) estructuras de colapso en los flancos y la falla Chili que atraviesa el volcán Misti.

Figura 4.42 Cicatrices de colapso de los sectores noroeste y suroeste del volcán Misti. En cada uno se muestra los límites de las distintas áreas de colapso.

Figura 4.43 Construcción de zonas de colapso para el escenario noroeste del volcán Misti, las líneas entrecortadas indican el área a colapsar, la flecha roja indica la dirección de colapso. a) topografía modificada para las diferentes áreas de colapso. b) modelo TIN para un área de colapso de 2.9 km^2. c) área de colapso de 6.7 km^2. d) área de colapso de 10.9 km^2.

Figura 4.44 Construcción de zonas de colapso para el escenario suroeste. las líneas entrecortadas indican la zona a colapsar, la flecha roja indica la dirección de colapso. a) topografía modificada para las diferentes áreas de colapso. b) modelo TIN para un área de colapso de 1.8 km^2. c) área de colapso de 3.5 km^2. d) área de colapso de 6.5 km^2.

Figura 4.45 Modelo 3D del escenario de colapso noroeste, las líneas en negro indicas la zona a colapsar, la flecha roja indica la dirección de colapso. a) morfología actual, b) morfología para un colapso de volumen 0.38 km^3. c) morfología para una zona de colapso de volumen 1.34 km^3. d) morfología para una zona de colapso de volumen de 2.39 km^3.

Figura 4.46 Modelo 3D del escenario de colapso suroeste, las líneas en negro indicas la zona a colapsar, la flecha roja indica la dirección de colapso. a) morfología actual, b) morfología para una zona de colapso de volumen 0.27 km^3. c) morfología para una zona de colapso de volumen de 0.55 km^3. d) morfología para una zona de colapso de volumen 1.43 km^3.

Figura 4.47 Interfaz del script de Volcflow, el recuadro en azul muestra los datos ingresados, al costado la representación del desarrollo de simulación, que con el paso de tiempo se irá visualizando el avance. a) simulación del escenario noroeste b) simulación del escenario suroeste.

Figura 4.48 Resultado de las simulaciones de avalanchas de escombros en el sector noroeste en un tiempo de 50 segundos. a) simulaciones de 0.38 km^3 de volumen con un alcance de 6 km. b) simulación de 1.34 km^3 volumen, el alcance es de 7 km. c) simulación de 2.39 km^3 de volumen, el alcance es de 8 km. d) Límites de las diferentes zonas simuladas.

Figura 4.49 Resultado de las simulaciones de avalanchas de escombros en el sector suroeste en un tiempo de 200 segundos. a) simulaciones con 0.27 km^3 de volumen y un alcance de 10 km. b) simulación de 0.55 km^3 volumen, el alcance es de 12 km. c) simulación de 1.43 km^3 de volumen, el alcance es de 15 km. d) Límites de las diferentes zonas simuladas.

Figura 4.50 Mapa de peligros por avalanchas de escombros del Volcán Misti.

Fotografías

Fotografía 1.1 Fotografía que muestra la zona de Arequipa. Tomada hacia el norte.

Fotografía 1.2 Fotografía que muestra la represa de Salinas y Aguada Blanca en el sector norte del volcán Misti.

Fotografía 2.1 Tramo superior de la llanura de inundación (sector de Chilina). Se pueden observar las terrazas formadas por el emplazamiento de sucesivos lahares.

Fotografía 3.1 Secuencias de lahares hiperconcentrados en la Cancha de Tenis, con un espesor de 2.5 cm sector del Puente Chilina.

Fotografía 3.2 Depósito de flujo piroclásticos de pómez emitido hace 40 ka, ubicado en el Santuario de Chapi en el río Chili.

Fotografía 3.3 Afloramiento de un depósito de flujos piroclásticos de pómez y ceniza, perteneciente al Misti 2, localizado en el sector de Mariano Melgar – Arequipa.

Fotografía 3.4 Afloramiento de caídas piroclásticas emitidas por el volcán Misti, en los últimos 50 mil años. Camino a la escuela de policías – Cayma.

Fotografía 3.5 Afloramiento del depósito de caída Sacarosa en el sector de Charcani, camino a la escuela de policías.

Fotografía 3.6 Afloramiento del depósito de caída Ceniza Gris en el sector de Alto Selva Alegre.

Fotografía 3.7 Depósito de caída con niveles grises de ceniza, que aflora en el sector SO del volcán Misti. Sector del cerro Pacheco – 3 arbolitos.

Fotografía 3.8 Depósito de caída gris amarillento enriquecida con líticos a la base, que aflora en el sector SO del volcán Misti, sector del cerro Pacheco – Alto Selva Alegre.

Fotografía 3.9 Depósito de caída Chichasara, que aflora en el sector SO del volcán Misti. Sector del cerro Pacheco – Alto Selva Alegre.

Fotografía 3.10 Depósito de caída Blanquecina sin Gradación, que aflora en el sector SO del volcán Misti. Sector Charcani V.

Fotografía 3.11 Depósito de caída Blanquecina sin Gradación y Gris Claro, que aflora en los sectores de Cayma y Alto Selva Alegre.

Fotografía 3.12 Depósito de caída Charcani, que aflora en el sector SO del volcán Misti. Sector Charcani V.

Fotografía 3.13 Depósito de caída Amarillenta, que aflora en el sector SO del volcán Misti. Sector Charcani V.

Fotografía 3.14 Afloramiento del depósito de caída Autopista. Sector SO del volcán Misti, camino a la escuela de policías - Charcani.

Fotografía 3.15 Afloramiento del depósito de caída Ponche Iridiscente, con bombas chocolates a la base. Sector del cerro Pacheco – 3 arbolitos, al SO del volcán Misti.

Fotografía 3.16 Afloramiento del depósito de caída Ponche Gris al SO del volcán Misti.

Fotografía 3.17 Afloramiento del depósito Sándwich Superior e Inferior. Sector del cerro Pacheco – 3 arbolitos.

Fotografía 3.18 Afloramiento del depósito de caída Sancayo. Sector del cerro Pacheco – Alto Selva Alegre.

Fotografía 3.19 Afloramiento del depósito de Caída / Flujo de Ceniza donde se encontró carbón, infrayaciendo a la caída Rosada, sector de Alto Selva Alegre.

Fotografía 3.20 Afloramiento del depósito de caída Rosada, sector de Alto Selva Alegre.

Fotografía 3.21 Afloramiento en el sector del Cerro Pacheco, donde se visualizan los depósitos de caída Autopista, Sándwich, Rosada sector de Alto Selva Alegre.

Fotografía 3.22 Afloramiento del depósito de caída Apo, sector de Alto Selva Alegre.

Fotografía 3.23 Afloramiento del depósito de caída gris blanquecina con nivel coignimbrítico, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

Fotografía 3.24 Afloramiento del depósito de caída rico en líticos oxidados a la base, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

Fotografía 3.25 Afloramiento del depósito de caída Granular, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

Fotografía 3.26 Afloramiento del depósito de caída Gris Amarillento A, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

Fotografía 3.27 Afloramiento del depósito de caída Escoriáceo, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

Fotografía 3.28 Afloramiento del depósito de caída con bombas rosadas, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

Fotografía 3.29 Afloramiento del depósito de caída Techo Amarillento, SE del volcán Misti.

Fotografía 3.30 Afloramiento del depósito de caída Tricolor B, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

Fotografía 3.31 Afloramiento del depósito de caída Pampa de los Huesos, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

Fotografía 3.32 Afloramiento del depósito de caída Estratificado SE, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

Fotografía 3.33 Afloramiento del depósito de caída Clasto Soportado con Bloques de Líticos, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

Fotografía 3.34 Afloramiento del depósito de caída Clasto Soportado Pobre en Líticos, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

Fotografía 3.35 Afloramiento del depósito de caída Techo Amarillento 2, sector Salinas y Aguada Blanca, SE del volcán Misti.

Fotografía 4.1 Explosión vulcaniana del volcán Sabancaya registrada el 6 de marzo de 2017, que formó una columna eruptiva de gases y ceniza de aproximadamente 2 km de altura. Fotografía del INGEMMET.

Tablas

Tabla 1 Dataciones y volúmenes estimados, de depósitos de lahares por Delaite et al., 2005, encontrados en los flancos del río Chili.

Tabla 2 Volúmenes de lahar asociados a la erupción de hace 2 mil años estimados por Harpel et al., 2011 en las quebradas circundantes del volcán Misti.

Tabla 3 Recopilación de valores de parámetros de entrada para lahares secundarios y primarios.

Tabla 4 Humedad previa de acuerdo a la precipitación total acumulada en los 5 días anteriores.

Tabla 5 Precipitación de escorrentía según el tipo de suelo. (Ver Figura 4.9)

Tabla 6 Precipitación de escorrentía según el tipo de suelo.

Tabla 7 Volúmenes de lahar para precipitaciones acumuladas diarias de 30 mm, 50 mm y 124.5 mm con sus correspondientes precipitaciones de escorrentía.

Tabla 8 Parámetros de entrada para las simulaciones de lahares con VolcFlow.

Tabla 9 Recopilación de información de erupciones recientes que produjeron caídas piroclásticas. Se muestran el volumen, altura de columna, IEV.

Tabla 10 Resumen de datos de magnitud y frecuencia para cada peligro volcánico en el Misti (Tomado de Sandri et al., 2014).

Tabla 11 Parámetros de entrada en la simulación de ASH 3D para caídas de ceniza y/o lapilli.

Tabla 12 Resumen de datos de datos de frecuencia y magnitud para flujos piroclásticos del volcán Misti. Tomado y modificado de Sandri, et al., 2014.

Tabla 13 Volúmenes de flujos piroclásticos de la erupción de hace 2050 años según estudios anteriores.

Tabla 14 Volúmenes asignados para realizar simulaciones de flujos piroclásticos por colapso de columna eruptiva en volcanes análogos al Misti.

Tabla 15 Volúmenes calculados de depósitos de flujos piroclásticos por colapso de domo en volcanes afines al volcán Misti.

Tabla 16 Parámetros ingresados al script VolcFlow para la simulación de flujos piroclásticos por colapso de columna eruptiva en otros volcanes afines al Misti.

Tabla 17 Parámetros ingresados al script VolcFlow para la simulación de flujos piroclásticos por colapso de domo en otros volcanes afines al Misti.

Tabla 18 Rango de volúmenes finales considerados para las simulaciones de flujos piroclásticos (PDC´s) por colapso de columna eruptiva en el volcán Misti.

Tabla 19 Descripción de volúmenes de los depósitos de flujos piroclásticos por cada quebrada del volcán Misti. Fuente: Charbonnier et al., (2020).

Tabla 20 Tabla de volúmenes a partir de la reconstrucción del domo ubicado sobre el cráter pequeño del volcán Misti.

Tabla 21 Parámetros finales ingresados a los scripts para la simulación de flujos piroclásticos por colapso de columna eruptiva en el volcán Misti utilizando el VolcFlow de 1 fase.

Tabla 22 Parámetros finales ingresados a los scripts del código VolcFlow de 1 fase para la simulación de flujos piroclásticos por colapso de domo en el volcán Misti.

Tabla 23 Parámetros finales ingresados a los scripts del código VolcFlow de 2 fase para la simulación de flujos piroclásticos en el volcán Misti.

Tabla 24 Resumen de datos de magnitud y frecuencia para flujos de lava del volcán Misti (Tomado y modificado de Sandri et al., 2014).

Tabla 25 Información de volcanes del sur del Perú, donde se muestran las características de los flujos de lava emplazados.

Tabla 26 Recopilación de emisiones de flujos de lava en volcanes análogos al Misti.

Tabla 27 Parámetros ingresados para la simulación de flujos de lava, tomando en cuenta parámetros que se podría considerar en las simulaciones de flujos de lava en el Misti.

Tabla 28 Puntos de inicio para las simulaciones de flujos de lava.

Tabla 29 Parámetros empleados para la simulación de flujos de lava con Q-LavHA.

Tabla 30 Depósitos de avalancha de escombros del volcán Misti, según Bernard 2017.

Tabla 31 Volúmenes y alcances de depósitos de avalancha de escombros en el sur del Perú.

Tabla 32 Volúmenes y alcances de depósitos de avalanchas en volcanes análogos al Misti.

Tabla 33 Parámetros para la simulación de avalanchas de escombros en diversos volcanes.

Tabla 34 Clasificación de rangos de pendientes del relieve (García et al., 1997).

Tabla 35 Volúmenes calculados de los escenarios de colapsos en los sectores noroeste y sur del volcán Misti.

Tabla 36 Parámetros de entrada finales para las simulaciones de avalanchas de escombros con el VolcFlow.

SECTOR ENERGÍA Y MINAS

INGEMMET

INSTITUTO GEOLÓGICO, MINERO Y METALÚRGICO

Av. Canadá 1470 - San Borja, Lima 41, Perú
Teléfono: 051 - 1- 618 9800
www.gob.pe/ingemmet
comunicacion@ingemmet.gob.pe

ISBN: 978-612-5215-09-3