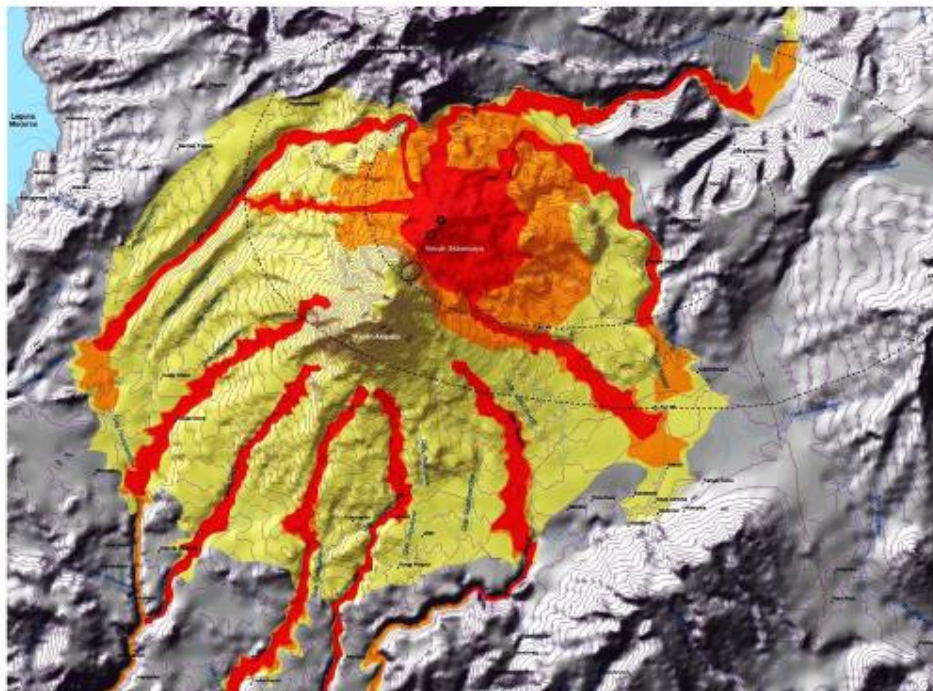


Master 2 SGT PREFALC
"CIENCIAS Y GESTIÓN DE LA TIERRA"
GEOLOGÍA, RIESGOS Y GESTIÓN DEL TERRITORIO
Dynamique des Systèmes Géologiques et Aléas

ESCENARIOS ERUPTIVOS Y MAPA DE PELIGROS
DEL COMPLEJO VOLCÁNICO
AMPATO-SABANCAYA

Por

MARIÑO Jerisy



Tutor: Dr. SAMANIEGO Pablo (IRD-Francia)

ÍNDICE

RESUMEN

I. INTRODUCCIÓN

II. GEOMORFOLOGÍA Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

2.1. Geomorfología

- 2.1.1. Valles glaciares (Val-gl)
- 2.1.2. Circos glaciares
- 2.1.3. Zonas de acumulación de morrenas (Acu-mo)
- 2.1.4. Edificios volcánicos glaciados (Edi-gl)
- 2.1.5. Zona de lavas antiguas (Lav-an)
- 2.1.6. Zona de lavas intermedias (Lav-in)
- 2.1.7. Zona de lavas recientes (Lav-rec)
- 2.1.8. Estrato-conos (Est-co)
- 2.1.9. Conos de la cumbre (Con-cu)
- 2.1.10. Domos (Dom)
- 2.1.11. Cráter (Cra)
- 2.1.12. Zona de volcanoclastos y lahares (Vol-la)
- 2.1.13. Planicie de caídas piroclásticas (Cai-pi)

2.2. Geología estructural

III. GEOLOGÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO-SABANCAYA

3.1. Geología del volcán Ampato

- 3.1.1. Etapa Ampato I
- 3.1.2. Etapa Ampato II
- 3.1.3. Etapa Ampato III
- 3.1.4. Etapa Ampato IV
- 3.1.5. Etapa Ampato V

3.3. Geología del volcán Sabancaya

- 3.2.1. Unidad Sabancaya I (H-Sa1)
- 3.2.2. Unidad Sabancaya II (H-Sa2)
- 3.2.3. Unidad Sabancaya III (H-Sa3)
- 3.2.4. Unidad Sabancaya IV (H-Sa4)
- 3.2.5. Unidad Sabancaya V (H-Sa5)
- 3.2.6. Otros depósitos

IV. TEFROCROLOGÍA HOLOCÉNICA DEL SABANCAYA

- 4.1. Calicata turbera Sallalli I
- 4.2. Calicata turbera Sallalli II
- 4.3. Calicata turbera Sallalli III
- 4.4. Calicata turbera Colihuirí
- 4.5. Discusión

V. ACTIVIDAD HISTÓRICA DEL VOLCÁN SABANCAYA

- 5.1. Actividad eruptiva de 1750
- 5.2. Actividad eruptiva de 1784
- 5.3. Actividad eruptiva de 1986 a 1998

VI. PELIGROS VOLCÁNICOS Y ESCENARIOS ERUPTIVOS EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO-SABANCAYA

- 6.1. Escenarios eruptivos ante una posible erupción del complejo volcánico Ampato-Sabancaya

Primer escenario: Erupción vulcaniana (VEI 1-2)

Segundo escenario: Erupción vulcaniana y sub-pliniana (VEI 3)

Tercer escenario: Erupción pliniana (VEI 4-5)

Cuarto escenario: Erupción efusiva

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

VII. MAPA DE PELIGROS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO-SABANCAYA

- 7.1. Mapa de peligros principal para peligros múltiples
- 7.2. Zonificación de peligros por lahares y avalanchas de escombros
- 7.3. Mapa de peligros por caídas piroclásticas

VIII. CONCLUSIONES

REFERENCIAS

ANEXO:

- Mapa geológico del complejo volcánico Ampato-Sabancaya (escala 1/25 000).
- Mapa de peligros del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.

AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer de manera muy especial a Pablo Samaniego, asesor de la tesis, por sus aportes en todas las fases de su realización. Sus comentarios, sugerencias y buena voluntad, han sido fundamentales para cristalizar este trabajo.

También debo agradecer a mis colegas Marco Rivera, Rosmery Delgado y Luisa Macedo, por los trabajos conjuntos realizados, especialmente en la fase de campo. Van mis agradecimientos también para Nélida Manrique, quien me apoyó en los procesos de digitalización de los mapas de peligros, con mucha paciencia por cierto.

Por otro lado, debo agradecer a varias instituciones que han hecho posible desarrolle la tesis y el Master 2, al Institut de recherche pour le développement (IRD-Francia), a la Université Nice Sophia Antipolis, al Programa Regional Francia-América Latina-Caribe (PREFALC) y al INGEMMET, a través del Ing. Lionel Fidel, Director de la Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico (DGAR).

Finalmente, a mi querida familia, por su comprensión, apoyo y paciencia en este proceso, y claro, por que siempre son mi fuerza e inspiración para seguir adelante.

RESUMEN

El complejo volcánico Ampato-Sabancaya se ubica a 70 km al noroeste de la ciudad de Arequipa ($15^{\circ} 48'S$, $71^{\circ} 52'O$). El volcán Ampato es el edificio más antiguo del complejo volcánico, está conformado por secuencias de flujos y domos de lava, así como secuencias piroclásticas, emplazadas en 5 etapas principales, durante el Pleistoceno superior y posiblemente el Holoceno. Una lava perteneciente a la etapa Ampato I, dio una edad de 217 ± 5 ka y otra de la etapa Ampato IV arrojó una edad K-Ar de 40 ± 3 ka. Los productos eruptivos poseen mayormente composiciones andesíticas a dacíticas, aunque se han encontrado depósitos piroclásticos de composición riolítica. El volcán Sabancaya es el más joven del complejo volcánico, tiene una edad Holocénica, y está conformado principalmente por secuencias de flujos de lava de composición andesítica a dacítica, y limitados depósitos piroclásticos. El edificio volcánico Sabancaya está constituido por 3 generaciones de lavas, a las cuales las hemos denominado de la base al tope, unidades Sabancaya I, Sabancaya II, y Sabancaya III. Asimismo se identificaron dos flujos de lava asociados con un centro de emisión adventivo (Sabancaya IV), ubicado en el flanco sureste, a 3.5 km de distancia del cráter, contemporáneo con la tercera generación. Un flujo de lava de la unidad Sabancaya II dio una edad K-Ar de 3 ± 5 ka.

Los estudios tefro-estratigráficos en el volcán Sabancaya, muestran que ha presentado varias erupciones explosivas de baja a moderada magnitud (VEI 1-2) durante el Holoceno. En la calicata Sallalli II se han identificado 5 depósitos de caída de ceniza emplazados entre 4150 ± 40 años AP y 1600 d.C. En la calicata Colihui se ha identificado un depósito de caída de ceniza alrededor de 730 ± 35 años AP, 13 depósitos de caída de ceniza emplazados entre 3015 ± 40 y 730 ± 35 años AP, y 3 niveles de caída de ceniza anteriores a 3015 ± 40 años AP.

Se han elaborado 3 mapas de peligros, mapa principal para peligros múltiples de la zona proximal, mapa de peligros por lahares distales y avalanchas de escombros, y mapa de peligros por caídas piroclásticas. La delimitación de las zonas de peligros por flujos piroclásticos, lahares y avalanchas de escombros, se realizó con el software LAHARZ. Para la zonificación de peligros por caídas piroclásticas se consideraron alcances de caídas piroclásticas del Sabancaya y otros volcanes que han tenido erupciones similares.

a) Mapa principal de peligros múltiples: Para delimitar la zona de alto peligro (rojo) se consideró 0.35 para la relación H/L y 250 el valor de H_0 . Los límites obtenidos se encuentran entre 1.5 y 3.5 km de distancia del cráter del Sabancaya. Para delimitar la zona de moderado peligro (naranja), se consideró 0.30 para la relación H/L y 500 el valor de H_0 . Los límites se encuentran entre 5 y 6 km en los flancos SE, E y NE; entre 3 y 4 al N; y menos de 2 km al SO del Sabancaya. Para delimitar la zona de bajo peligro (amarillo), se consideró 0.20 para H/L y 500 el valor de H_0 . Los límites obtenidos están entre 9 y 12 km, a excepción del sector N, donde se encuentra a 7 km del complejo volcánico.

b) Mapa de peligros por lahares distales y avalanchas de escombros: La zona roja, considerada de alto peligro, puede ser afectada por lahares de hasta 5 millones de m^3 ; la zona naranja, de moderado peligro, puede ser afectada por lahares de 10 millones de m^3 ;

y la zona amarilla, de bajo peligro, corresponde a la zona que puede ser afectada por lahares de 20 millones de m³. Para delimitar el alcance de la avalancha de escombros se utilizó el valor 0.15 para la relación H/L. El límite de la avalancha está entre 18 y 20 km en el sector SO, y entre 10 y 12 km en los sectores SE, E y O.

c) Mapa de peligros por caídas piroclásticas: La zona de alto peligro (rojo), se encuentra dentro de los 10 km de distancia. Puede ser afectada por caídas de ceniza de algunos centímetros de espesor durante erupciones pequeñas a moderadas (VEI 1-2), por caídas de ceniza de varios centímetros de espesor en erupciones medias (VEI 3), y por caídas de lapilli y bloques de pómez, de varios decímetros a algunos metros de espesor, en erupciones grandes (VEI 4-5). La zona de moderado peligro (naranja), está entre 10 y 30 km de distancia. Puede ser afectada por caídas de ceniza de algunos milímetros de espesor durante erupciones pequeñas a moderadas (VEI 1-2), por caídas de ceniza de algunos centímetros de espesor en erupciones medias (VEI 3), y por caídas de ceniza, lapilli y bloques de pómez del orden de varios centímetros a decímetros de espesor en erupciones grandes (VEI 4-5). La zona de bajo peligro (amarillo), abarca entre 30 y 50 km de distancia. Esta zona no será afectada por caídas de ceniza durante erupciones pequeñas a moderadas (VEI 1-2), pero si por caídas de ceniza de algunos milímetros de espesor en erupciones medias (VEI 3), y por caídas de ceniza de pocos centímetros de espesor en erupciones grandes (VEI 4-5).

I. INTRODUCCIÓN

El volcán Sabancaya, cuyo nombre quechua “Sahuancqueya” significa volcán que escupe, se encuentra ubicado a 70 km al noroeste de la ciudad de Arequipa (15° 48'S, 71° 52'O, figura 1.1), en la Cordillera Occidental de los Andes del Sur del Perú. El edificio volcánico del Sabancaya es el más joven del Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya.

El complejo volcánico Ampato-Sabancaya forma parte de la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC), localizada entre el sur del Perú, Bolivia y el norte de Chile (15°S a 28°S), y que se ha mantenido activa durante el Plio-Cuaternario (De Silva y Francis, 1991). El volcanismo en la ZVC es generado por la subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa continental sudamericana, que se inició durante el Triásico. Actualmente, la dirección de convergencia entre la placa de Nazca y la placa sudamericana es N78°E, con una velocidad de 5-7 cm/año (Somoza, 1998; Norabuena et al., 1999), y el volcanismo se desarrolla aproximadamente a 240 km del borde de la placa sudamericana, paralelamente a la fosa Peruano-Chilena. El arco volcánico tiene alrededor de 1000 km de largo, y es de naturaleza calco-alcalina, con predominancia de andesitas, aunque es común encontrar magmas mucho más silíceos (Delacour et al., 2007; Mamani et al., 2008a). Según Rivera (2010), Legendre (1999), entre otros, durante la evolución y ascenso del magma intervienen otros procesos, como la asimilación y cristalización fraccionada (AFC) y la mezcla entre magmas derivados de la base de la corteza continental y magmas provenientes del manto, en una zona denominada de “MASH”: mezcla, asimilación, acumulación y homogeneización (Hildreth y Moorbath, 1988).

La cadena volcánica del sur peruano tiene aproximadamente 50 km de ancho y 600 km de largo. Está constituida de estratovolcanes tales como el Sara Sara, Misti, Ubinas, Tutupaca y Yucamane; complejos volcánicos como el Sabancaya-Ampato, Coropuna, Chachani y Casiri; domos de lava, como el Ticsani y Purupuruni; y finalmente campos de volcanes monogenéticos como el de Huambo-Andahua-Orcopampa. Los depósitos más abundantes son flujos de lava, caídas piroclásticas, ignimbritas, avalanchas de escombros y volcanoclastos. De los volcanes citados, siete son volcanes activos, denominados como tal por que han tenido por lo menos una erupción durante el período denominado “histórico”, es decir posterior a la llegada de los españoles (1532 d.C.), estos son el Sabancaya, Misti, Ubinas, Ticsani, Huaynaputina, Tutupaca y Yucamane.

El volcán Sabancaya ha tenido por lo menos 3 erupciones durante la época histórica, ocurridos en los años 1750, 1784 d.C y la última entre 1987 y 1998 (Travada y Córdova, 1752; Zamácola y Jáuregui, 1789; Guillande et al., 1992; Simkin y Siebert, 1994; Gerbe et al., 2004). Algunos estudios han sido realizados sobre este volcán, así por ejemplo el estudio de la petrogénesis de los productos volcánicos emitidos por el volcán Sabancaya entre 1990 y 1998 (Gerbe y Thouret, 2004); el estudio sobre la actividad eruptiva del volcán Sabancaya entre 1990 y 1992 (Thouret et al., 1994); el cartografiado geológico y geomorfológico, en base a datos de Radarsat y Landsat TM (Bulmer et al., 2000); el estudio de erupciones explosivas durante el Holoceno del Sabancaya, a partir de testigos extraídos en las turberas cercanas al volcán (Juvigné et al., 2008); entre otros. Sin embargo, no se dispone de un estudio integral que cubra la historia eruptiva, ni la evaluación de los peligros volcánicos de este volcán activo de los andes del Sur de Perú.

En el área de influencia del volcán Sabancaya se tiene población e infraestructura vulnerable. En el valle del Colca, ubicado a poco más de 20 km al norte, hay cerca de 20 centros poblados, entre los que destacan, por su cercanía al volcán, los pueblos de Chivay, Yanque, Achoma, Maca, Ichupampa, Lari, Madrigal, Pinchollo y Cabanaconde. La principal actividad económica de los pobladores es la agricultura y ganadería, sin embargo en los últimos años el Colca se ha constituido en uno de los más importantes destinos turísticos del Perú. Todas estas actividades económicas podrían ser afectadas por caídas de tefra y lahares secundarios. Por otro lado, cerca al volcán Sabancaya, se encuentra el canal del proyecto "Majes I", que brinda de agua al complejo agrícola Majes-Siguas, las vías de acceso al valle y cañón del Colca, así como la línea de transmisión Socabaya-Mantaro, que forma parte del sistema interconectado nacional, y provee de energía a todo el sur del Perú.

El presente trabajo tiene como objetivo reconstruir la historia eruptiva del volcán Sabancaya, definir los dinamismos eruptivos, determinar la frecuencia y magnitud de los eventos más importantes, y elaborar el mapa de peligros del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.

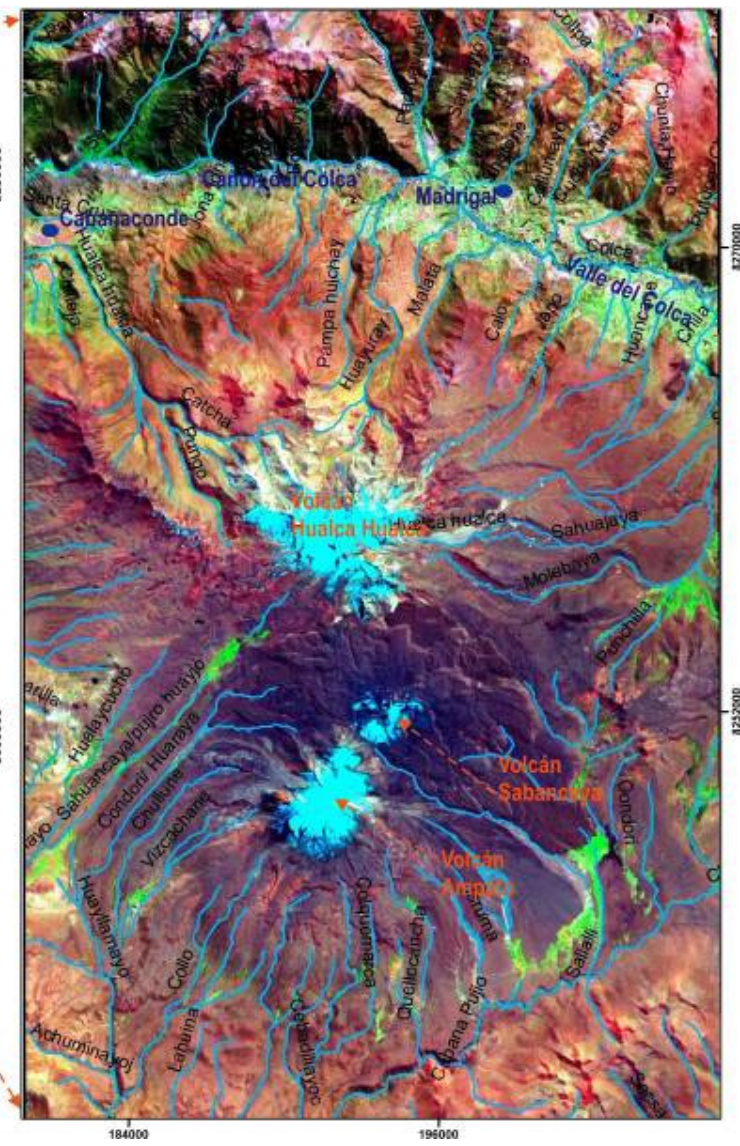
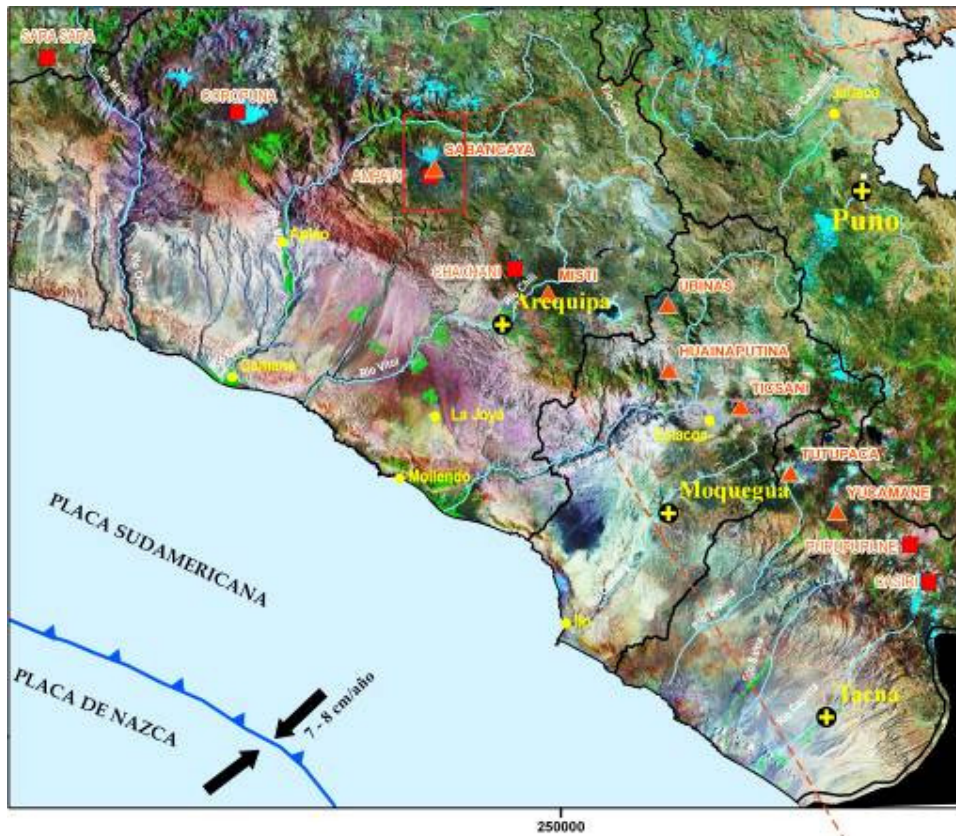


Figura 1.1. En la izquierda, imagen de satélite Landsat TM del sur del Perú, que muestra el segmento norte de la Zona Volcánica Central de los Andes (CVZ), con los centros volcánicos activos y potencialmente activos del Plio-Holoceno y su relación con la fosa Perú-Chile.

A la derecha, imagen de satélite ASTER, con la ubicación del complejo volcánico Ampato-Sabancaya. Al norte de este complejo se halla el volcán Hualca Hualca, así como el valle y cañón del río Colca.

II. GEOMORFOLOGÍA Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En este capítulo se describen las características geomorfológicas y estructurales del complejo volcánico Ampato-Sabancaya y áreas aledañas (figuras 2.1 y 2.8). El complejo volcánico está conformado por dos edificios volcánicos, el Ampato al sur, y el Sabancaya al norte.

2.1. Geomorfología

En el área del complejo volcánico Ampato-Sabancaya y en sus alrededores, entre los 4000 y 6300 metros sobre el nivel del mar (msnm), se han identificado unidades geomorfológicas de origen glaciar y volcánico (figura 2.1). Las geoformas asociadas con la actividad glaciar se originaron durante el Pleistoceno tardío y Holoceno. En este periodo se tuvo el último avance glaciar máximo (Late Glacial Maximum, LGM por sus siglas en inglés). En los Andes centrales la edad y extensión del LGM no se conoce con exactitud, según Clapperton (1991) ocurrió hace 18 ka, mientras que para Smith et al. (2005) ocurrió hace 21 ka. Estudios realizados por Alcalá (2007) sobre morrenas del Nevado Hualca Hualca, cercano al complejo Ampato-Sabancaya, establece que en esta zona el LGM ocurrió hace 18 ka. Posteriormente, en los Andes centrales se han tenido re-avances glaciares, que ocurrieron hace 15 a 13 ka y hace 12 a 10 ka, este último probablemente asociado a la anomalía climática denominada “Younger Dryas” (Clapperton 1993; Zech et al., 2007; Alley, 2000). Así mismo, las morrenas más jóvenes podrían estar asociadas a avances glaciares ocurridos en el Neo-glaciar, es decir en los últimos 5 ka. En el área de trabajo se han identificado valles glaciares, circos glaciares y extensas zonas de acumulación de morrenas (figuras 2.1, 2.3 y 2.4).

Las geoformas originadas por la actividad volcánica, se formaron entre el Pleistoceno y Holoceno. Las principales unidades son zonas de lavas antiguas, zona de lavas intermedias, zona de lavas recientes, edificios volcánicos glaciados, estrato-conos, conos de la cumbre, domos, cráter, zona de volcanoclastos y lahares, planicies de caídas piroclásticas (figura 2.1). Sigue una descripción de todas las unidades geomorfológicas, primero describo las unidades de origen glaciar y luego las de origen volcánico.

2.1.1. Valles glaciares (Val-gl)

Se han identificado dos valles glaciares, ubicados a menos de 7 km al oeste del complejo volcánico Ampato-Sabancaya (figura 2.1). Estos valles poseen alrededor de 12 km de largo, son paralelos, alineados NE-SO, entre los 4400 a 4900 msnm. Son valles en forma de “U”, limitados por extensas morrenas laterales (figura 2.4). En el fondo de los valles glaciares, existen bofedales y en algunos casos flujos de lavas y depósitos aluviales.

2.1.2. Circos glaciares

Los circos glaciares se encuentran por encima de los 4900 msnm, se han identificado al menos dos que están ubicados en el flanco suroeste del volcán Ampato (figura 2.1). Los circos glaciares poseen forma de herradura, el mayor de ellos tiene un diámetro de entre 1 y 1.2 km, y el menor, ubicado al norte del anterior, posee entre 0.7 y 0.9 km de diámetro. Ambos circos se encuentran “abiertos” hacia el suroeste.

2.1.3. Zonas de acumulación de morrenas (Acu-mo)

Las morrenas se caracterizan por ser depósitos mal clasificados y heterométricos, presentan una mezcla heterogénea de bloques de lava, gravas y limos. Los depósitos morrénicos son abundantes, principalmente al sur y oeste del volcán Ampato (figura 2.1). Según Alcalá (2007), en las morrenas se han encontrado cordones y arcos morrénicos. Los cordones están asociados con lenguas glaciares que estuvieron canalizadas, sin embargo los arcos frontales corresponden con el límite de afectación glaciario. Las morrenas tienen relación con el LGM y las dos fases de re-avance posteriores.

En la zona de estudio se han identificado hasta tres generaciones de morrenas: antiguas, intermedias y recientes. Las morrenas antiguas corresponden a morrenas frontales situadas a más de 10 km al sur del volcán Ampato, entre los 3800 y 4300 msnm, y se hallan afectando a los flujos de lava basales del volcán Ampato. Las morrenas intermedias son las más extendidas, se emplazan entre los 4300 y 5000 msnm, se han identificado al sur, suroeste y noroeste del Ampato (figuras 2.1, 2.3 y 2.4), y posiblemente estén asociadas al LGM. Las morrenas más recientes se hallan normalmente por encima de los 5000 msnm, en los flancos de los estrato-conos Ampato y Sabancaya, y posiblemente están asociadas a re-avances glaciares posteriores al LGM, de hace 15-13 ka y hace 12-10 ka (Clapperton, 1993; Alcalá, 2007; Alley, 2000), así como a los ocurridos durante los últimos 5 ka (Neo-glaciario).

2.1.4. Edificios volcánicos glaciados (Edi-gl)

Se trata de estratovolcanes del Plioceno que han sido bastante afectados por la glaciación, por lo que no poseen formas cónicas. Corresponden a los estratovolcanes Hualca Hualca (norte), Jellojello (sur) y Ananta (este). Estos edificios volcánicos están parcialmente destruidos debido a procesos glaciares, colapsos sectoriales (avalanchas de escombros) y movimientos de remoción en masa. Por esta razón presentan escarpas, circos glaciares, cicatrices de colapso y flancos de moderada a fuerte pendiente (30° a 70°, figura 2.1).

2.1.5. Zona de lavas antiguas (Lav-an)

Las lavas antiguas se encuentran bastante erosionadas, con superficies desgastadas, forman relieves de pendiente suave (<20°) y no muestran estructuras de flujo (figura 2.1).

y 2.3). Estas lavas son las más antiguas y están conformando el sustrato sobre el cual se ha emplazado el complejo volcánico Ampato-Sabancaya. Las lavas antiguas fueron emplazadas por los estratovolcanes Hualca Hualca (norte), Ananta (este), Jellojello (sur). También se incluye en esta unidad a flujos de lava que afloran al sur del Ampato, en la base de este, y que han sido asociadas preliminarmente a este volcán (figura 2.1).

2.1.6. Zona de lavas intermedias (Lav-in)

Las lavas intermedias presentan superficies de baja a moderada pendiente (5 a 25°), y se diferencian de las anteriores debido a que conservan parcialmente estructuras de flujos (leves y cordones), ya que fueron moderadamente afectadas por la erosión glaciaria. Estas corresponden a flujos de lavas emitidas por el volcán Ampato y que están conformando la base de dicho volcán. Estas afloran al sur, este y oeste de dicho volcán, normalmente entre los 4000 y 5000 msnm (figuras 2.1 y 2.3).

2.1.7. Zona de lavas recientes (Lav-rec)

Las lavas recientes presentan estructuras de flujo bien conservadas, como leves, cordones y estrías, incluso en muchos sectores estructuras muy angulosas. Conforman relieves de baja a moderada pendiente (5 a 25°), y fueron emitidas por el volcán Sabancaya, posiblemente durante el Holoceno, ya que no han sido afectadas por la erosión glaciaria ocurridos durante el LGM y los re-avances glaciares posteriores al LGM (figuras 2.1, 2.5 y 2.6). Son las lavas más jóvenes del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.

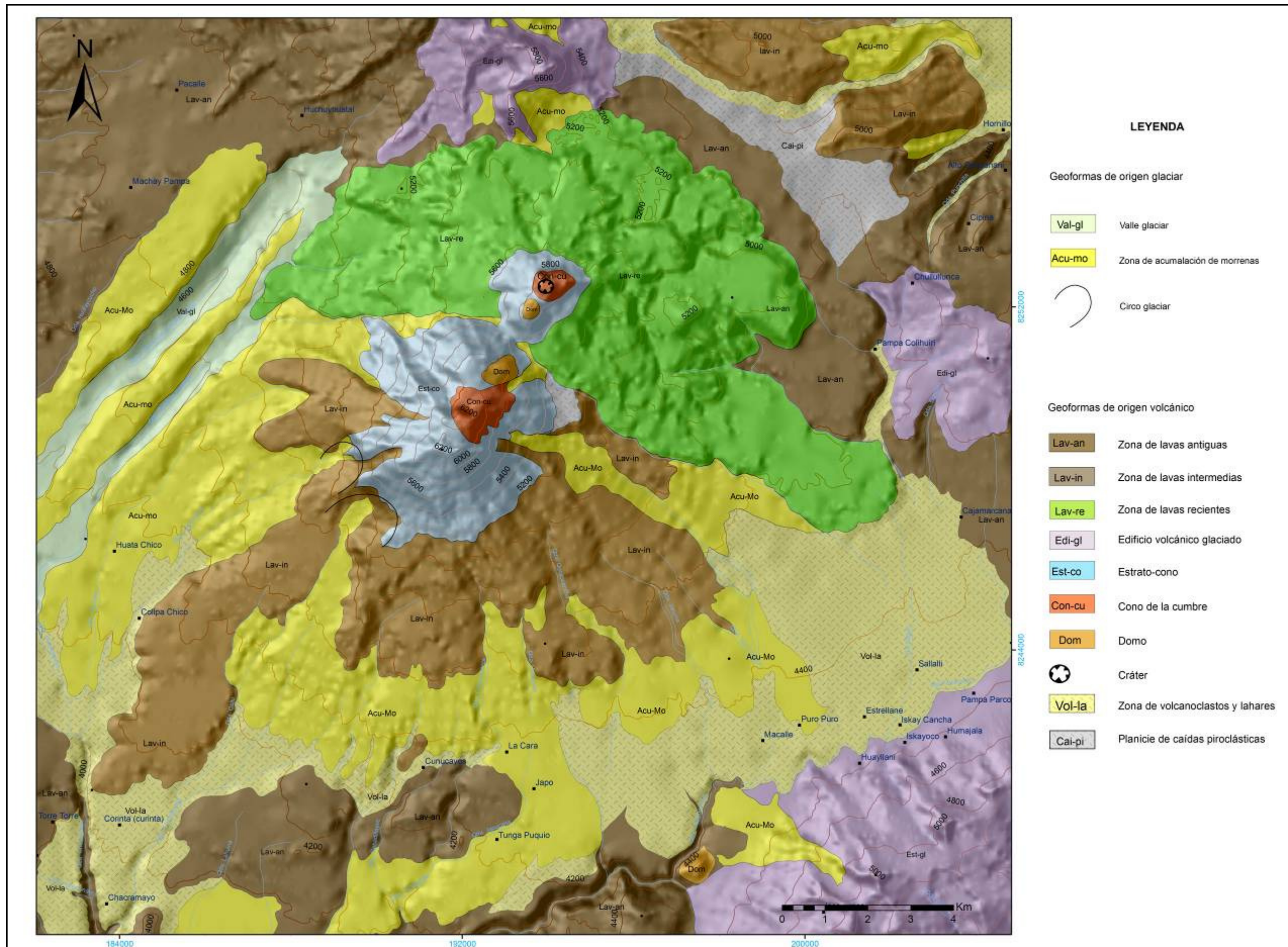


Figura 2.1. Mapa geomorfológico del complejo volcánico Ampato-Sabancaya y áreas aledañas.



Figura 2.2. Flanco oriental del complejo volcánico Ampato (izquierda)-Sabancaya (derecha). En primer plano flujos de lava recientes, del volcán Sabancaya, que presentan una superficie rugosa y estructuras angulosas. Al fondo, es estrato-cono, conos de la cumbre y domos.



Figura 2.3. Flanco sur del volcán Ampato. En la base, flujos de lavas antiguas, bastante erosionadas. En la parte intermedia morrenas cubiertas por flujos de lavas. Sobre la secuencia anterior el estrato-cono.

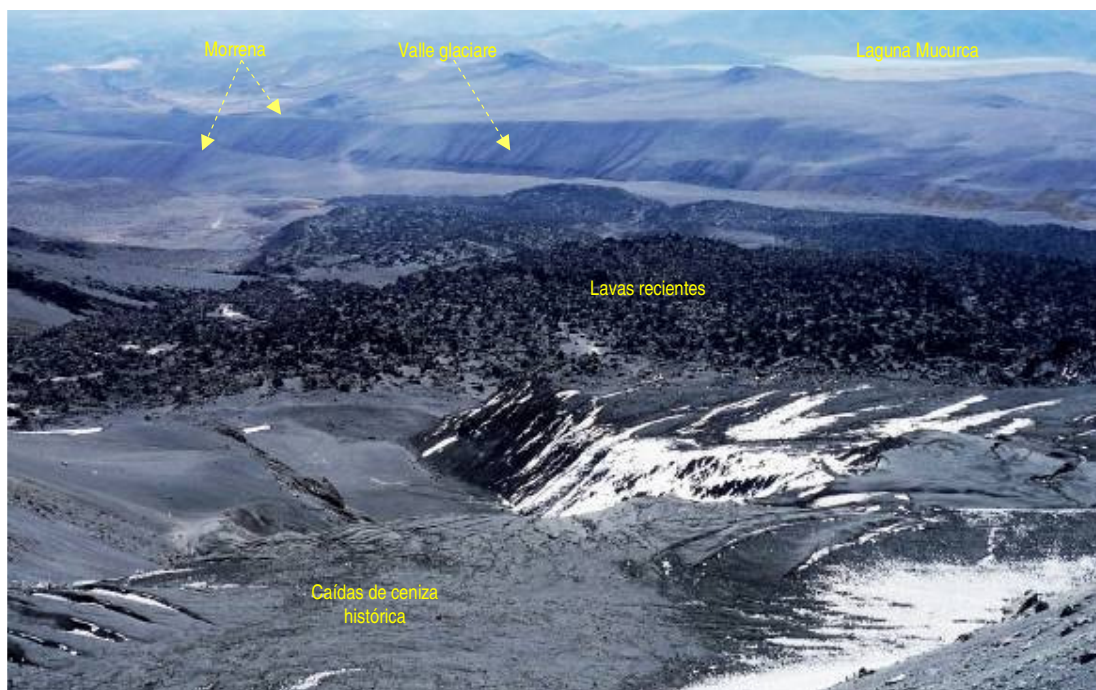


Figura 2.4. Flujos de lava recientes, emplazados por el volcán Sabancaya. Se observan superficies bastante rugosas, así como estructuras de flujo. Al fondo, valles glaciares en forma de “U”, cubiertos por morrenas laterales. Vista en dirección noroeste, desde la cumbre del volcán Sabancaya.

2.1.8. Estrato-conos (Est-co)

En el complejo volcánico Ampato-Sabancaya se han identificado dos estratoconos, el primero situado al sur, en el edificio Ampato, y el segundo al norte, en el edificio Sabancaya (figuras 2.1, 2.2, 2.3 y 2.6). Los estratoconos se emplazan por encima de los 5100 msnm, se caracterizan por presentar pendientes moderadas a fuertes (30° a 50°), y un drenaje radial. Estos estratoconos poseen formas ligeramente cónicas. Están conformados por secuencias de flujos de lavas y depósitos piroclásticos, normalmente cubiertos por caídas de ceniza reciente. Posiblemente se construyeron durante el Pleistoceno tardío y Holoceno.

En el estratocono Ampato se han identificado tres discordancias (figura 3.1). La primera discordancia se encuentra entre los 5850 y 5900 msnm, y divide flujos de lavas que buzan hacia el sur en la base, de secuencias de lavas y piroclastos sub-horizontales suprayacentes. La segunda discordancia se emplaza entre los 5900 y 6000 msnm, y separa unidades sub-horizontales de la parte inferior de flujos de lava que buzan hacia el sur. La tercera discordancia está representada por una escarpa que se inicia en la cumbre del Ampato, a 5200 msnm, y luego desciende por el flanco del volcán, en dirección este, hasta los 5400 msnm aproximadamente.

2.1.9. Conos de la cumbre (Con-cu)

Se denominan conos de la cumbre, a los dos conos emplazados en la parte sumital de los volcanes Ampato y Sabancaya, y que representan las fases finales de la construcción de dichos edificios (figura 2.1). El cono de la cumbre del Ampato, se emplaza por encima de los 5900 msnm, posee baja a moderada pendiente (5° a 30°) y está conformado por flujos de lava, cubiertos parcialmente por glaciares (figuras 2.2 y 2.3). Posiblemente se formó durante el Pleistoceno tardío. El cono de la cumbre del Sabancaya se encuentra por encima de los 5700 msnm., también posee baja a moderada pendiente y está conformado por flujos de lava cubiertos por depósitos de ceniza (figuras 2.2, 2.6 y 2.7). Se formó durante los últimos miles de años.

2.1.10. Domos (Dom)

Se han identificado dos complejos de domos-colada. El primer domo-colada se emplaza en el flanco norte del volcán Ampato, entre los 5600 y 6000 msnm (figuras 2.2 y 2.5), tiene una morfología elongada en dirección SO-NE, y un tamaño de aproximadamente 850 y 550 m de largo y ancho respectivamente. El segundo complejo de domo-colada se emplaza en el sector suroeste del volcán Sabancaya, por encima de los 5850 msnm (figuras 2.2 y 2.6). Este segundo domo-colada tiene forma elongada, en dirección NE-SO, posee alrededor de 400 m de largo y 250 m de ancho.

2.1.11. Cráter (Cra)

En el complejo volcánico Ampato-Sabancaya se ha identificado solo un cráter, el cual se halla en la cima del volcán Sabancaya, a 5950 msnm (figura 2.8). El cráter posee forma semi-circular, con 300 m de diámetro y cerca de 200 m de profundidad. Posiblemente se formó durante erupciones ocurridas en época histórica.

2.1.12. Zona de volcanoclastos y lahares (Vol-la)

Esta zona se caracteriza por presentar superficies sub-horizontales a horizontales y ligeramente onduladas. Está conformada por una secuencia de depósitos laháticos y piroclásticos, emplazados por los volcanes Ampato y Sabancaya. Esta morfología se observa principalmente al sur del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, entre los 3900 y 4300 msnm (figura 2.1), sobreyaciendo a flujos de lava del sustrato.

2.1.13. Planicie de caídas piroclásticas (Cai-pi)

Zonas de caídas piroclásticas se han identificado al sureste y noreste del volcán Sabancaya (figura 2.1). Se caracterizan por presentar superficies sub-horizontales a horizontales y ligeramente onduladas (figura 2.6). Está constituida por caídas piroclásticas de ceniza y lapilli de pómez, emplazadas por el volcán Sabancaya durante el Holoceno y posiblemente durante la época histórica.



Figura 2.5. Flanco noreste del volcán Ampato. En la base el estrato-cono y hacia el tope el domo-colada y el cono de la cumbre.

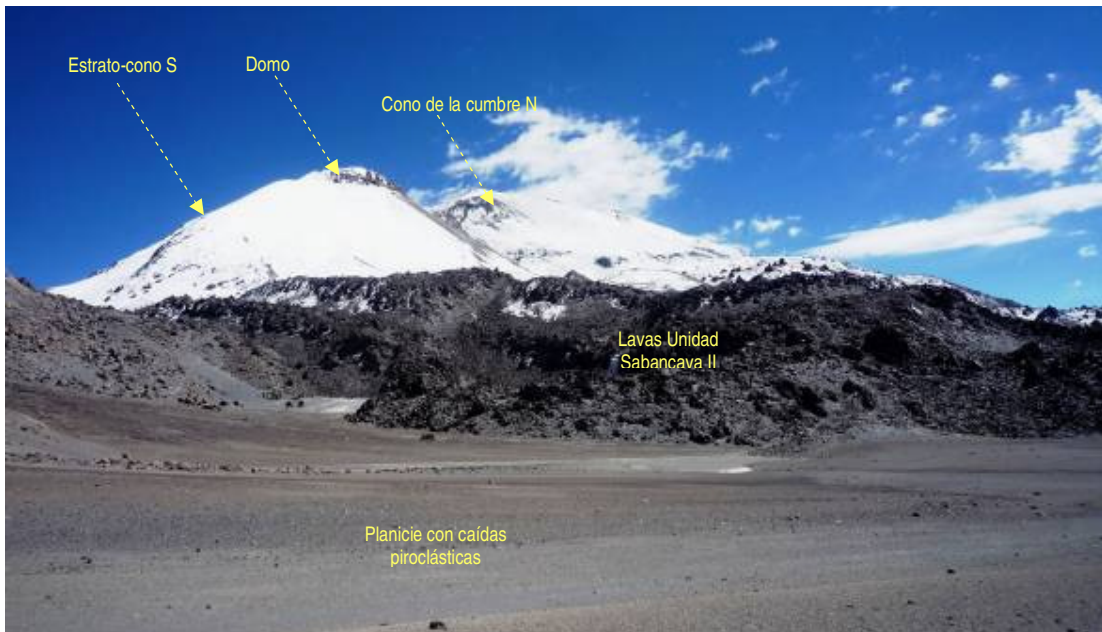


Figura 2.6. Flanco sureste del volcán Sabancaya. En primer plano planicie cubierta por caídas piroclásticas de época histórica. En la parte intermedia, flujos de lava recientes del Sabancaya, emplazados durante el Holoceno. En la parte alta el estrato-cono, el cono de la cumbre y el domo.



Figura 2.7. Cono de la cumbre del volcán Sabancaya, conformado por depósitos de caída de ceniza y flujos de lava. En la cima, cráter formado durante erupciones históricas. Flanco noreste del volcán Sabancaya.



Figura 2.8. Cráter del volcán Sabancaya, posee aproximadamente 300 m de diámetro, 200 m de profundidad, y se halla sobre los 5950 msnm. Se aprecia actividad fumarólica leve.

2.2. Geología estructural

El estudio estructural está basado en los trabajos de Rodríguez y Huamán (1992), Huamán (1995), Mering et al. (1996), Antayhua (2002), Antayhua y Tavera (2003). Adicionalmente, se realizó la foto-interpretación de fotografías aéreas e imágenes satelitales Landsat TM, que permitieron identificar e inferir nuevas estructuras. El estudio estructural se realizó sobre un área que abarca por el sur hasta la zona de Huanca y Lluta, y por el norte hasta el valle y cañón del río Colca (figura 2.9).

En la zona de estudio se han identificado tres sistemas principales de fallas y/o lineamientos: sistema NO-SE, sistema E-O y sistema NE-SO (figura 2.9). Según Mering et al. (1996), estos sistemas de fallas y lineamientos están controlados por la convergencia oblicua entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana.

El sistema NO-SE se encuentra distribuido al sur del volcán Ampato y está afectando rocas del sustrato emplazados entre el Jurásico (Grupo Yura) y Mioceno (ignimbritas, figura 2.8). Una de las estructuras más importantes es la falla de Huanca, que es de tipo normal, con buzamiento hacia el suroeste y con una longitud aproximada de la traza de falla de 50 km. También se han observado algunas fallas en el sector noreste de la zona de estudio, la más importante es la falla Ichupampa, de tipo normal, que buza hacia el SO, posee cerca de 25 km de largo y pasa cerca a la localidad de Yanque.

El sistema E-O se observa principalmente al norte de la zona de estudio, entre el volcán Hualca Hualca y el cañón del Colca. Está conformado principalmente por fallas normales activas (Mering et al., 1996; Huamán, 1995), que afectan flujos de lavas del volcán Hualca Hualca (figura 2.8). Estas fallas son conocidas como el sistema Huambo-Cabanaconde, y están conformadas por las fallas Trigal y Solarpampa. Las fallas buzaban hacia el sur con valores entre 60° y 70° (Sévrier et al., 1985), presentan longitudes de hasta 12 km y se han observado espejos de falla de hasta 30 m de alto.

El sistema NE-SO ha sido reconocido principalmente al noreste del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, en la zona de la Pampa Sepina (figura 2.8). Este sistema, constituido básicamente de fallas identificadas por Rodríguez y Huamán (1992), poseen una longitud aproximada de 35 km y son muy activas (Yanet y Tavera, 2003). Aparentemente este sistema NE-SO también controló la formación de dos grandes valles glaciares, situados al oeste del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, que tienen orientación NE-SO (figuras 2.8 y 3.1). Asimismo, el mapa geológico del complejo volcánico Ampato-Sabancaya (figura 3.1), muestra que los centros de emisión de este complejo volcánico, se encuentran alineados en dirección NE-SO (figuras 2.8 y 3.1) y por tanto pueden estar controlados por este sistema de fallas.

Asimismo, Antayhua y Tavera (2003), a partir del análisis de los mecanismos focales de los sismos de Maca (1991) y Sepina (1992), así como de datos obtenidos de estudios de microtectónica de Sévrier et al. (1985), postulan que la región del complejo volcánico Ampato-Sabancaya está circunscrita principalmente por sistemas de fallas normales originados por procesos de deformación extensiva y cuyos ejes de tensión se orientarían

en dirección N-S (fallas Trigal-Solarpampa y lineamientos Sepina) y NO-SE (fallas de Huanca e Ichupampa).

Por las consideraciones citadas, podría concluirse que el sistema NE-SO está asociado con una zona de debilidad, cuyos ejes de tensión tendrían una orientación N-S. Este sistema de fallas estaría controlando el ascenso del magma, así como la migración de la actividad del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.

Por otro lado, estudios de interferometría de radar (InSAR) realizados en los Andes centrales (Pritchard y Simons, 2002), permitieron identificar procesos de deformación (inflación) a una tasa constante de 2 cm/año, sobre un área situada a 2.5 km al este del volcán Hualca Hualca, cuya fuente de deformación se ubicó entre 11 y 13 km de profundidad por debajo del nivel del mar. El periodo de medición abarcó de junio de 1992 a abril de 1996. Según Pritchard y Simons (2002), la deformación podría haber sido causada por la inyección de magma en profundidad o la acumulación de presión de un sistema hidrotermal. Es posible que la fuente de la deformación esté relacionada con el proceso eruptivo del volcán Sabancaya, ubicado a 7 km al sur, que tuvo un periodo de mayor actividad entre 1990 y 1994.

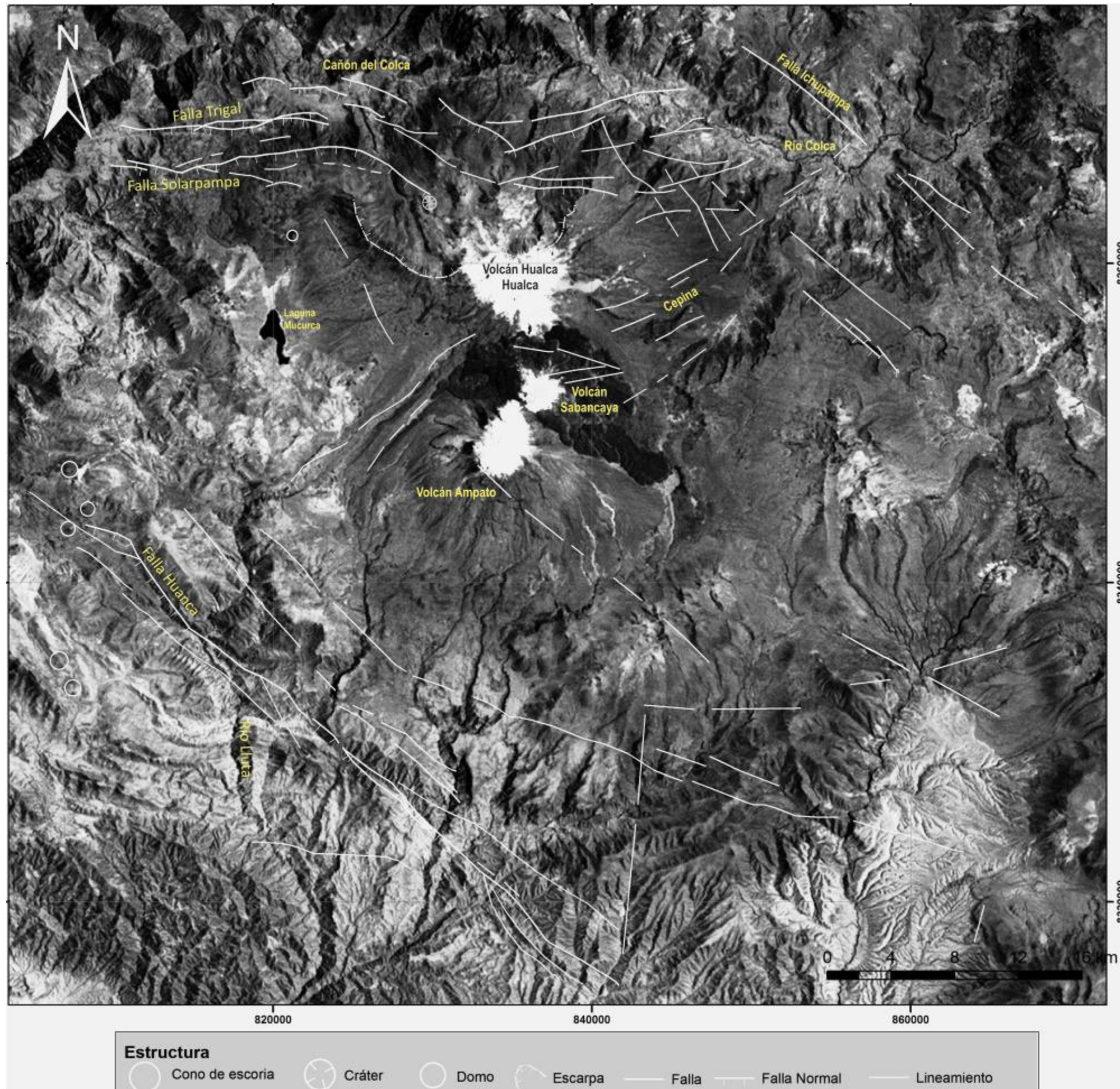


Figura 2.9. Mapa estructural del área de estudio. Se han identificado sistemas de fallas y lineamientos NO-SE, E-O y NE-SO. También se muestran 2 domos, 6 conos de escoria y ceniza, 1 cráter y una escarpa o cicatriz de colapso.

III. GEOLOGÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO-SABANCAYA

Las rocas más antiguas de la zona de estudio afloran al SO y NE del complejo volcánico Ampato-Sabancaya (figura 3.1). Se trata de rocas sub-volcánicas (P-An1), de color blanquecino, rico en fenocristales de plagioclasa y anfíbol. Hacia el este se tiene una secuencia de sedimentos y lavas oxidadas (M-Co) y en casi todo el área de trabajo afloran flujos de lava andesítica, color gris-verdosa (P-Ba1), correlacionadas con el Grupo Barroso, que según Palacios et al. (1993) tienen una edad del Mioceno superior al Pleistoceno (10 a 2 Ma). Hacia el norte se tiene el complejo volcánico glaciado Hualca Hualca (P-Hu1, P-Hu2, P-Hu3), que también se correlaciona con el Grupo Barroso. Finalmente, cubriendo varios depósitos volcánicos, afloran depósitos morrénicos emplazados durante el Pleistoceno superior y Holoceno.

El complejo volcánico Ampato-Sabancaya se ha emplazado sobre un sustrato conformado por rocas del Mio-Pleistoceno (figura 3.1). Un flujo de lava, emplazado sobre ignimbritas del Plioceno y debajo del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, fue datado en 0.80 ± 0.04 Ma, por lo que se asume que este complejo volcánico es del Pleistoceno-Holoceno (Gerbe et al., 2004).

3.1. Geología del volcán Ampato

El cartografiado geológico realizado a escala 1/25,000 (figura 3.1) ha evidenciado que el estratovolcán Ampato se ha formado a través de varias etapas eruptivas y los centros de emisión han migrado con el tiempo. Se han identificado 5 etapas eruptivas principales, las cuales se han denominado Ampato I-V (figuras 3.2, 3.3 y 3.4). Una lava perteneciente a la etapa Ampato I, arrojó una edad K-Ar de 217 ± 5 y otra de la etapa Ampato IV posee una edad K-Ar de 40 ± 3 ka. Estas dataciones y las características geomorfológicas, especialmente del domo-colada, que no presenta mayor erosión glaciaria, sugieren que el Ampato se formó durante el Pleistoceno superior y posiblemente se desarrolló hasta el Holoceno.

3.1.1. Etapa Ampato I

Es la etapa basal del complejo volcánico, la más antigua, conformada por flujos de lavas sub-horizontales (con pendientes menores de 20°), que poseen entre 30 y poco más de 100 m de espesor, y que recorrieron de 4 a 13 km al sur del actual estrato-cono (figuras 3.1, 3.2, 3.3 y 3.4). Las lavas poseen composición andesítica a dacítica (58 a 69 wt.% SiO_2 , figura 3.6, tabla 3.1), son de textura porfirítica y poseen fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y eventualmente piroxeno.

En la etapa Ampato I se han identificado 4 unidades lávicas principales (figura 3.1), diferenciadas por sus características geomorfológicas, posición stratigráfica, así como en base a las discordancias observadas entre las diferentes secuencias de lavas. Las lavas más antiguas conforman la unidad 1a. Son los flujos de lava más distales, alcanzaron hasta 13 km de distancia y se encuentran bastante erosionados y cubiertos parcialmente

por las morrenas P-Mo2. Las lavas poseen textura porfírica, son de color gris y presentan fenocristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol. Algunos fenocristales de plagioclasa son de hasta 6 mm. Sobreyacen al anterior, los flujos de lava de la unidad 1b. Una muestra de lava de esta unidad dio una edad K-Ar de 217 ± 5 ka. Estas lavas están parcialmente erosionadas y cubiertas también por las morrenas P-Mo2. Sus afloramientos se pueden ver a más de 8 km al suroeste del Ampato, en sectores cercanos a Collpa Chico y Corinta (figura 3.1). Las lavas poseen textura porfírica, son de color gris oscuro y presentan abundantes fenocristales de plagioclasa (1-3 mm) y anfíbol (0.5-1.5 mm) y raramente biotita. La unidad 1c, es la más pequeña, sobreyace a la unidad 1b y muestra estructuras de flujo bien conservadas. Las lavas tienen textura porfírica, color gris oscuro y poseen abundantes fenocristales de plagioclasas (3-6 mm), con algunos anfíboles ($< 1,5$ mm). Finalmente tenemos los flujos de lava de la unidad 1d. Se hallan sobreyaciendo con ligera discordancia angular a la anterior unidad. Se caracteriza por presentar estructuras de flujo bien conservadas (frentes de lava y levés) y una pendiente mayor a las anteriores unidades (5° a 20°). Las lavas poseen textura porfírica, color gris oscuro, con abundantes fenocristales de plagioclasas (1-5 cm) y biotita (1-3mm). Sobre esta unidad se formó el estrato-cono, conformado por las etapas Ampato II y IV, lo cual es evidenciado por una clara discordancia angular, ubicada en el límite superior de la unidad 1d (figura 3.1).

3.1.2. Etapa Ampato II

En esta etapa se ha emplazado una secuencia de flujos de lava, y depósitos piroclásticos proximales parcialmente consolidados y/o soldados ("spatter"), de color gris oscuro, negro y rojo pardo. Los estratos poseen entre 2 y 4 m de espesor y están buzando hacia el suroeste y noroeste. Esta secuencia se encuentra en el flanco oeste del volcán (figuras 3.1, 3.3 y 3.4), entre los 5000 y 5900 msnm. Se caracteriza por presentar una pendiente moderada a fuerte (25° a 50°), y sobreyace en discordancia angular sobre lavas de la etapa Ampato I. Los flujos de lava poseen composición andesítica, contienen fenocristales de plagioclasa (< 1.5 mm), pocos piroxenos y olivino. La textura de las lavas es afanítica, variando desde vítrea a escoriaécea.

3.1.3. Etapa Ampato III

La etapa eruptiva denominada Ampato III está conformada por una secuencia de flujos de lava y piroclastos, de color gris a gris oscuro, con estratos de entre 2 y 3 m de espesor, que están buzando hacia el noroeste y norte, con pendiente moderada a fuerte (25° a 50°). Esta secuencia se encuentra emplazada en el flanco norte del volcán Ampato, entre los 5300 y 6050 msnm (figura 3.1), sobreyaciendo con ligera discordancia angular sobre los depósitos de la etapa Ampato II. Los flujos de lava poseen composición andesítica, textura porfirítica, con abundantes fenocristales de plagioclasa (1-10 mm), en poca cantidad biotita (< 1.5 mm) y piroxeno (< 1 mm).

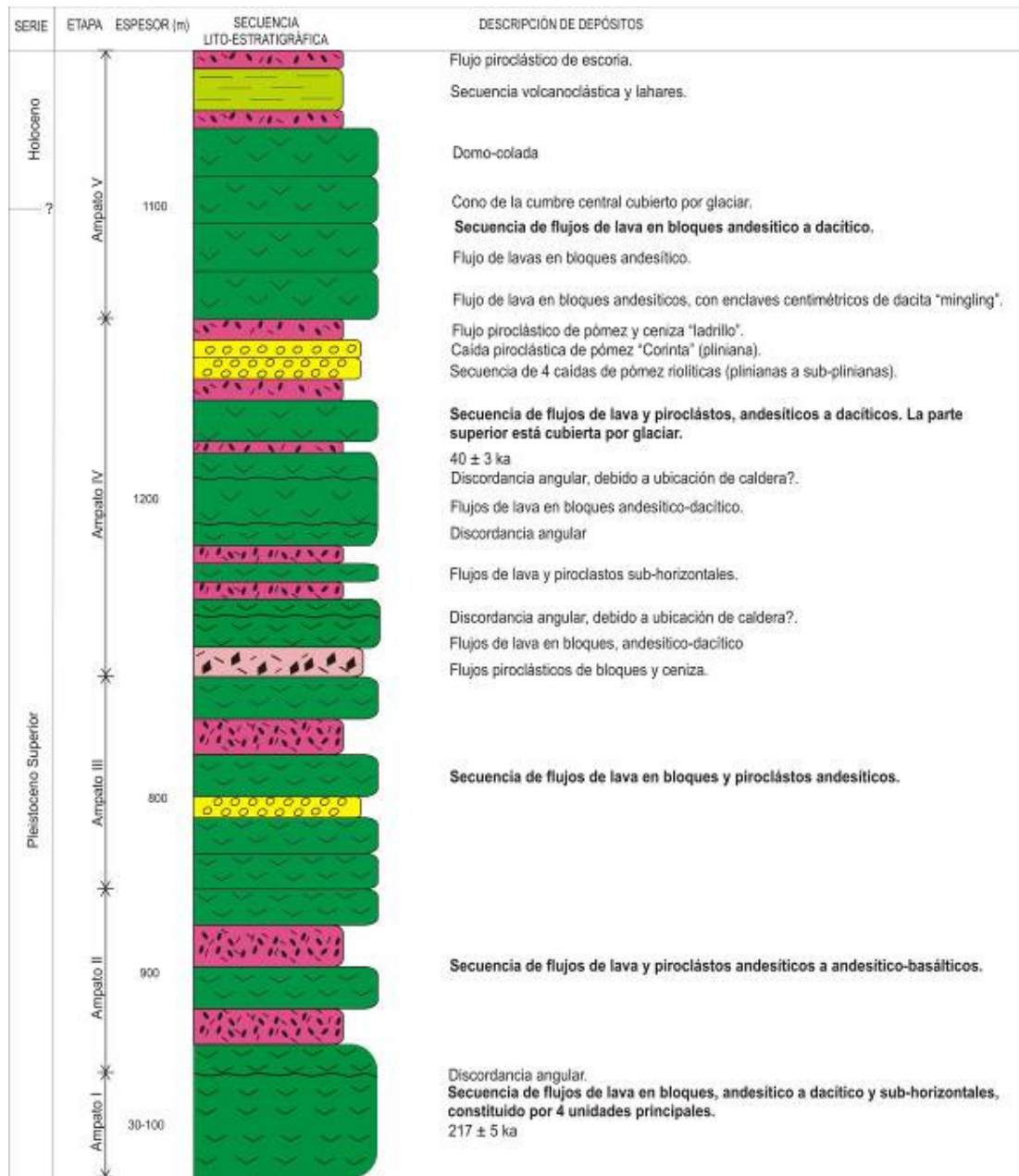


Figura 3.1. Columna estratigráfica generalizada del volcán Ampato. Muestra las 5 etapas de formación del estrato-volcán, así como sus respectivas unidades.

3.1.4. Etapa Ampato IV

Los depósitos emplazados en la etapa Ampato IV conforman la parte media y alta del estrato-cono (figura 3.1). Estos depósitos sobreyacen en discordancia angular sobre los depósitos que conforman las etapas Ampato II y III (figuras 3.3-3.5). Los flujos de lava y piroclastos poseen composición andesítica a dacítica (61 a 67 wt.% SiO₂, figura 3.6, tabla 3.1). En esta etapa se han diferenciado las unidades 4a, 4b, 4c, 4d y 4e (figuras 3.1, 3.3-3.5), en función de sus características geomorfológicas, posición estratigráfica y las discordancias que las separan.

La unidad 4a está conformada por flujos piroclásticos de bloques y ceniza de composición andesítica que afloran al este del volcán. La unidad 4b está constituida por dos flujos de lava en bloques, de entre 20 y 50 m de espesor, que descienden de la parte superior del estrato-cono, entre los 5700 y 5850 msnm (figura 3.1). Las lavas son de color gris a gris claro, con textura porfirítica, a la base de los cuales se observa la auto-brecha correspondiente. Uno de los flujos de lava se desplazó en dirección sureste, alcanzó alrededor de 4 km de distancia, y el segundo flujo de lava se desplazó en dirección suroeste y alcanzó cerca de 3 km de distancia (figuras 3.1, 3.3 y 3.4). La unidad 4c aflora en la parte superior del estrato-cono, entre los 5850 y 6000 msnm, sobreyaciendo en discordancia angular a la unidad 4b y al edificio Ampato II. Esta unidad está conformada por una secuencia de flujos de lava y piroclastos, sub-horizontales, de cerca de 150 m de espesor. La unidad 4d, está conformada por flujos de lava en bloques, que descienden desde los 6100 msnm, en dirección oeste, hasta alcanzar los 4800 msnm, luego de recorrer poco más de 4 km de distancia. Los flujos de lava poseen entre 20 y 40 m de espesor, color gris, textura porfirítica y fenocristales de plagioclasa (< 5 mm), anfíbol (< 2mm) y biotita (< 2 mm). La unidad 4e se emplaza entre los 5050 y 6288 msnm, sobreyaciendo en discordancia angular a las unidades 4c y 4d (figuras 3.1 y 3.4). Una muestra de lava de esta unidad dio una edad K-Ar de 40 ± 5 ka. Esta unidad forma parte del estrato-cono superior, su cumbre y flanco sur, gran parte cubiertos por glaciación.

Se han asociado preliminarmente a la etapa Ampato IV, el depósito de caída de pómez "Corinta", así como el flujo piroclástico de pómez y ceniza "Ladrillo", que afloran en las planicies, al sur y suroeste del Ampato (figura 3.2).

3.1.5. Etapa Ampato V

La etapa Ampato V está constituida por flujos de lavas en bloques y domo-coladas (figura 3.1), que están conformando el estrato-cono superior. Las lavas fueron emplazadas en discordancia angular sobre los depósitos que conforman las etapas Ampato II, III y IV (figura 3.5). Las lavas poseen composición andesítica a dacítica (61 a 64 wt.% SiO₂, figura 3.6, tabla 3.1) y presentan textura porfirítica.

En este edificio se han definido las unidades 5a, 5b, 5c y 5d. La unidad 5a está conformada por flujos de lava en bloques que afloran al este del volcán entre los 5300 y 5750 msnm. Los flujos de lava poseen composición andesítica y contienen enclaves de color gris claro y de composición dacítica. Las lavas son de textura porfirítica, color gris y

contienen abundantes fenocristales de plagioclasa (<3mm), biotita (<1mm), anfíbol (1-2 mm). La unidad 5b está constituida por dos flujos de lava en bloques, de 2 a 10 m de espesor, que afloran entre los 5300 y 5800 msnm en el flanco este. Las lavas están buzando hacia el este (30 a 50°), poseen textura porfirítica y contienen fenocristales de plagioclasa, biotita y piroxeno. La unidad 5c forma el cono de la cumbre central, posee cerca de 400 m de espesor y está constituida por flujos de lava que descienden hasta los 5700 msnm. Gran parte del cono se encuentra cubierto por glaciares, por lo que solo son visibles los flujos de lava que alcanzaron poco más de 1 km de distancia del centro de emisión. Las lavas son de color gris, poseen textura porfirítica y contienen fenocristales de plagioclasa (1-4 mm), biotita (<1 mm) y anfíbol (1-2.5 mm). La unidad 5d corresponde al domo-colada que se encuentra en la parte superior del volcán, entre los 5600 y cerca de 6000 msnm. El domo-colada está elongado en dirección SO-NE y posee 850 m de largo y 550 m de ancho. La lava es de color gris oscuro, posee textura porfirítica y contiene fenocristales de plagioclasa (1-6 mm), biotita (1-2.5 mm) y anfíbol (1-2.5 mm).

Por otro lado se tienen importantes secuencias de depósitos volcanoclasticos y lahares, así como varios depósitos de flujos piroclásticos de escorea, los que podrían estar asociados al edificio Ampato V. Las secuencias de volcanoclastos y lahares, poseen entre 3 y 30 m de espesor, afloran al sur del volcán, en las planicies ubicadas a 3900 y 4400 msnm. Un flujo piroclástico de escorea sobreyace a la secuencia anterior, en la zona suroeste y sur (figura 3.1).

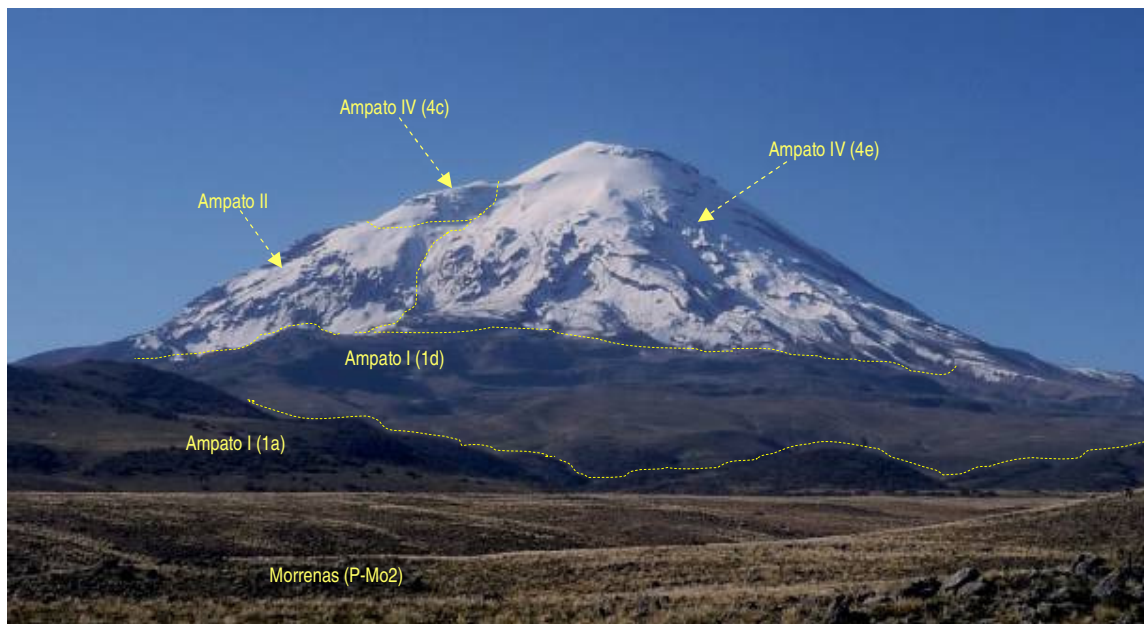


Figura 3.3. Flanco sur del volcán Ampato, donde se aprecian flujos de lava sub-horizontales de la base (Ampato I), así como las discordancias que separan las etapas Ampato I, II y IV.



Figura 3.4. Flanco oeste del volcán Ampato. En primer plano flujos de lava sub-horizontales de la base, seguido de secuencia de lavas y piroclastos del Ampato II, y unidades 4b, 4c, 4d y 4e del edificio Ampato IV.



Figura 3.5. Cono de la cumbre del volcán Ampato, sobreyaciendo al edificio Ampato IV. En la parte inferior el domo-colada. Vista desde la cima del Sabancaya, en dirección SO.

Tabla 3.1. Análisis Químico de Rocas del Ampato.

MUESTRA	ETAPA	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
SA-09-28	Ampato I	63.02	0.88	16.09	5.19	0.07	2.46	4.66	4.30	3.07	0.28
SA-09-30		63.52	0.86	15.99	5.12	0.07	2.27	4.53	4.18	3.20	0.26
SA-09-31		63.53	0.86	15.92	5.15	0.07	2.29	4.54	4.19	3.17	0.28
SA-09-32		64.89	0.78	15.87	4.68	0.06	1.96	4.03	4.19	3.30	0.25
SAB-11-01		64.58	0.79	15.91	4.60	0.06	1.91	3.94	4.42	3.49	0.30
SAB-11-02		57.59	1.21	16.80	7.29	0.09	3.50	6.02	4.54	2.52	0.45
SAB-11-03		57.80	1.17	16.65	7.21	0.09	3.62	6.13	4.35	2.54	0.45
SAB-11-05		64.28	0.83	15.91	4.84	0.06	2.03	4.02	4.33	3.38	0.32
SAB-11-06		64.60	0.79	16.12	4.62	0.06	1.94	3.92	4.18	3.48	0.30
SAB-11-15		65.10	0.81	15.72	4.61	0.06	1.86	3.77	4.18	3.62	0.28
SAB-11-17		59.80	1.08	17.18	6.33	0.07	2.50	5.38	4.51	2.78	0.38
SAB-11-22		57.66	1.15	17.42	7.30	0.09	3.30	6.14	4.38	2.18	0.38
SAB-11-24		57.95	1.06	17.94	6.78	0.09	3.06	6.19	4.24	2.34	0.34
SAB-11-28		61.99	0.94	16.36	5.51	0.07	2.70	4.89	4.25	2.98	0.32
SAB-11-30		64.25	0.93	16.19	5.17	0.06	2.02	4.14	3.35	3.53	0.37
SAB-11-37		63.63	0.87	16.49	4.96	0.06	2.05	3.95	4.12	3.55	0.31
SA-11-43		67.13	0.68	16.32	3.62	0.05	0.99	2.60	3.73	4.68	0.19
SAB-11-39A		65.62	0.76	17.65	4.27	0.06	1.14	2.55	3.44	4.32	0.20
SAB-11-39B		66.10	0.74	17.95	4.03	0.05	0.99	2.44	3.26	4.25	0.19
SAB-11-12A		68.29	0.62	15.58	3.36	0.05	0.85	2.39	3.77	4.93	0.16
SAB-11-27A		66.62	0.73	16.71	4.04	0.05	1.07	2.65	3.35	4.61	0.18
SAB-11-27E		64.98	0.76	18.06	4.21	0.06	1.09	2.80	3.58	4.24	0.22
SAB-11-14		62.93	0.98	16.24	5.29	0.06	2.31	4.15	4.32	3.36	0.36
SAB-11-31	58.89	1.00	17.68	7.07	0.09	3.12	5.78	3.38	2.69	0.30	
SA-10-21	Ampato IV	62.59	0.91	16.28	5.28	0.07	2.42	4.76	4.32	3.07	0.31
SA-10-24A		63.61	0.92	15.67	5.16	0.06	2.14	4.34	4.49	3.26	0.35
SA-10-24B		66.88	0.68	15.25	4.08	0.05	1.60	3.40	4.14	3.70	0.21
SA-10-25		62.95	0.91	16.22	5.19	0.06	2.14	4.46	4.48	3.24	0.34
SA-10-26A		66.86	0.65	15.49	3.90	0.05	1.55	3.47	4.18	3.65	0.21
SA-10-26B		64.14	0.85	16.02	4.91	0.06	1.94	4.10	4.32	3.36	0.30
SAB-11-38	Ampato IV	64.04	0.90	15.81	5.05	0.06	2.03	3.99	4.28	3.51	0.32
SA-11-65		61.62	0.96	16.26	5.80	0.07	2.78	5.06	4.27	2.87	0.30
SA-10-23	Ampato V	61.81	1.02	16.40	5.57	0.07	2.48	5.04	4.41	2.86	0.34
SA-09-29		62.41	0.94	16.21	5.44	0.07	2.39	4.80	4.39	3.04	0.32
SA-11-54		61.28	0.96	17.10	5.26	0.07	2.51	5.19	4.55	2.76	0.34
SA-11-57		63.73	0.90	16.10	4.77	0.06	2.08	4.41	4.45	3.17	0.33
SA-11-59		63.60	0.88	15.88	5.11	0.07	2.29	4.44	4.21	3.23	0.31

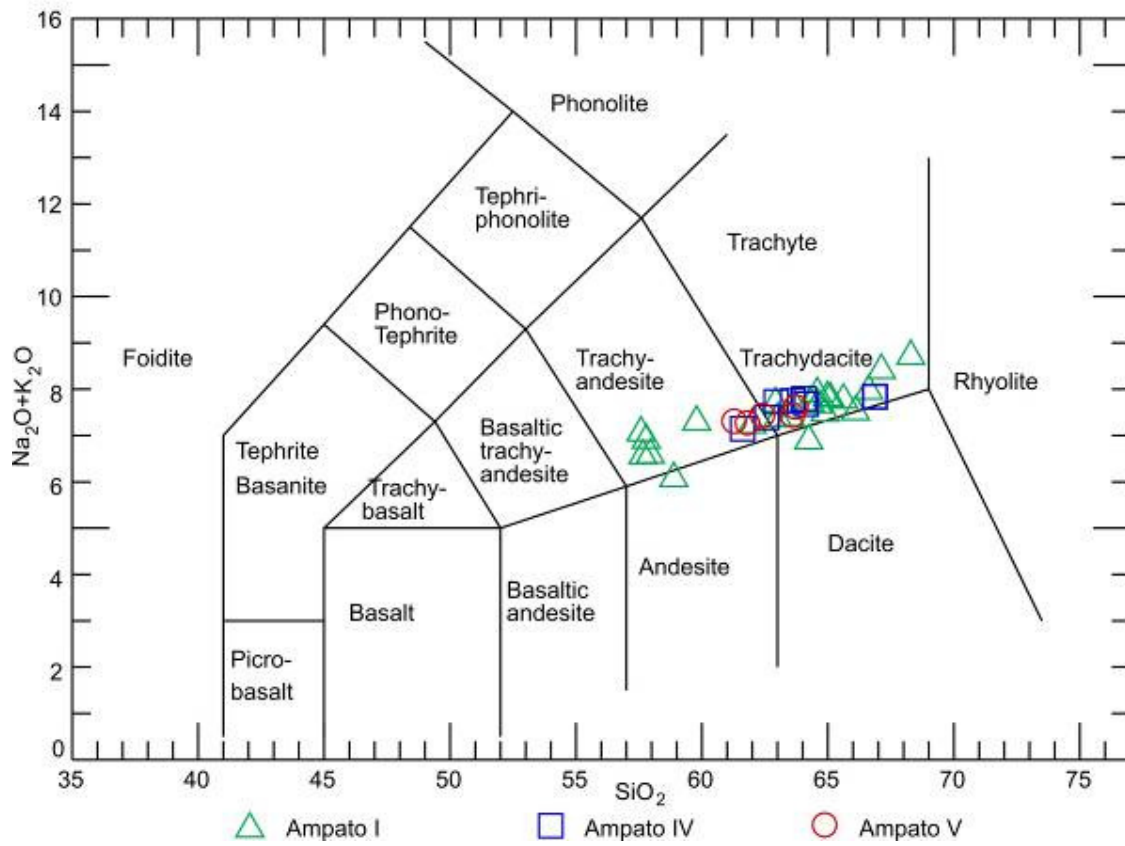


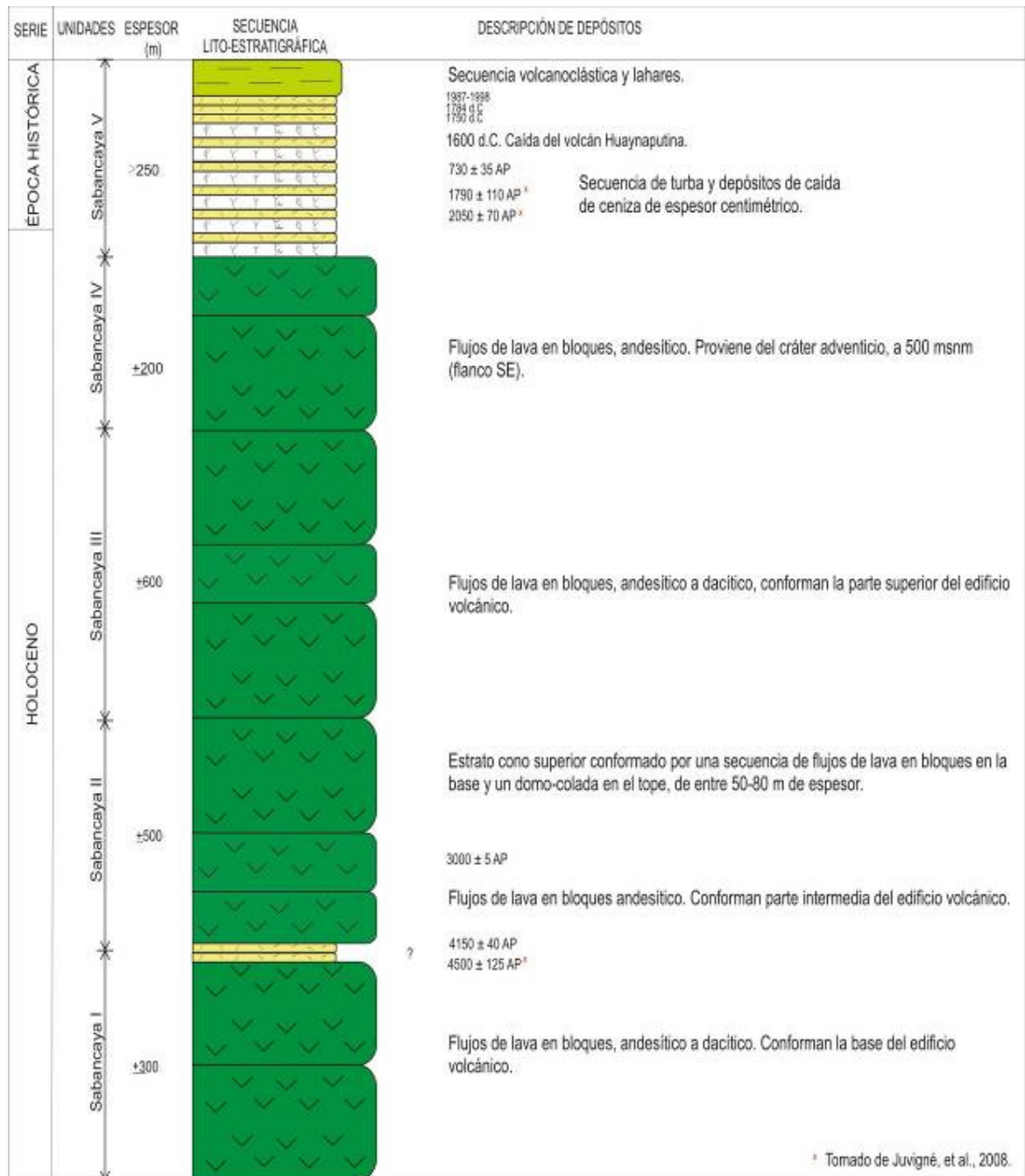
Figura 3.6. Diagrama “TAS” (Total Álcalis versus Sílice), según Le Bas et al. (1986), de las lavas del volcán Ampato.

3.2. Geología del volcán Sabancaya

El volcán Sabancaya es el edificio más joven del complejo volcánico Ampato-Sabancaya y se ubica en el extremo norte de dicho complejo. El edificio volcánico posee cerca de 16 km de diámetro, cubre un área aproximada de 68 km², y está conformado principalmente por secuencias de flujos de lava en bloques de composición andesítica a dacítica, un domo, y además depósitos piroclásticos, estos últimos en la parte cercana a la cumbre del volcán, lo cual evidencia eventos explosivos en los estadios finales de su evolución. Las lavas presentan estructuras de flujo bien conservadas, poseen una morfología lobulada, “levées”, aristas afiladas y frentes de lava bien definidos. Según Bulmer et al. (1999), en el volcán Sabancaya se han identificado 42 flujos de lava diferentes.

En el presente estudio se ha realizado el cartografiado geológico del volcán (escala 1/25,000, figura 3.1). El cartografiado geológico, las características geomorfológicas, estructurales y texturales de los flujos de lava, sugieren que el edificio volcánico Sabancaya está constituido por 3 generaciones principales de lavas, a las cuales hemos denominado unidades Sabancaya I (H-Sa1) de la base; Sabancaya II de la parte intermedia (H-Sa2), uno de cuyos flujos fue datado en 3 ± 5 ka, y Sabancaya III del cono superior (H-Sa3). Así mismo se identificó un flujo de lava joven (H-Sa4), emitido a través de un vento ubicado en el flanco sureste, a 3.5 km de distancia del cráter, que sería contemporánea con las lavas de la unidad Sabancaya III (figuras 3.1, 3.8-3.17).

Por otro lado, en el Sabancaya se han identificado por lo menos 3 centros de emisión (figuras 3.1, 3.9 y 3.11). Uno de los centros de emisión se encuentra en el estrato-cono sur y está cubierto por un domo colada (5976 msnm). El segundo centro de emisión corresponde al cráter histórico, ubicado en la parte sumital del estrato-cono norte (5976 msnm). El tercer centro de emisión es el vento del flanco sureste, que dio origen a las lavas de la unidad Sabancaya IV (H-Sa4, figura 3.1).



¹ Tomado de Juvigné, et al., 2008.

Figura 3.7. Columna estratigráfica generalizada del volcán Sabancaya.

Tabla 3.2. Análisis Químico de Rocas del Volcán Sabancaya.

MUESTRA	UNIDAD	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
SA-09-06	Sabancaya I	61.40	0.96	16.31	5.66	0.08	2.94	5.36	4.19	2.82	0.29
SA-09-12		62.10	0.91	15.97	5.64	0.07	2.94	5.08	4.12	2.90	0.28
SA-09-18		62.40	0.93	16.26	5.37	0.07	2.41	4.79	4.38	3.05	0.33
SA-09-26		62.51	0.91	16.39	5.28	0.07	2.34	4.73	4.40	3.08	0.30
SA-09-24		60.84	1.00	16.82	5.79	0.07	2.57	5.36	4.47	2.75	0.34
SA-09-15		65.61	0.73	15.66	4.22	0.06	1.98	3.81	4.16	3.54	0.23
SA-09-16	Sabancaya II	62.77	0.88	16.18	5.36	0.07	2.41	4.78	4.27	2.99	0.29
SA-09-11		61.81	0.96	16.47	5.55	0.07	2.53	5.24	4.27	2.80	0.30
SA-09-17		60.99	1.00	16.23	6.10	0.07	3.03	5.21	4.34	2.70	0.31
SA-09-21		60.57	1.02	16.68	5.97	0.07	2.93	5.56	4.31	2.58	0.30
SA-09-22		61.54	0.97	16.36	5.68	0.07	2.80	5.22	4.23	2.82	0.30
SA-10-15	Sabancaya III	64.64	0.80	15.42	4.82	0.07	2.16	4.13	4.32	3.40	0.25
SA-09-14		65.67	0.72	15.76	4.02	0.05	2.06	3.70	4.17	3.60	0.24
SA-09-05		62.08	0.94	16.41	5.44	0.07	2.51	5.03	4.28	2.93	0.30
SA-09-07		61.73	0.96	16.51	5.68	0.07	2.53	5.09	4.25	2.87	0.30
SA-09-09		62.64	0.91	16.33	5.30	0.07	2.35	4.82	4.27	3.02	0.29
SA-09-10	Sabancaya IV	60.85	1.00	16.62	5.79	0.07	2.92	5.49	4.28	2.66	0.31
SA-09-08		62.47	0.92	16.11	5.39	0.07	2.42	4.76	4.36	3.17	0.32
SA-10-10		61.95	0.85	16.89	5.39	0.08	2.16	4.52	4.08	3.75	0.33
SA-09-20		61.14	0.96	16.56	5.70	0.07	2.87	5.31	4.32	2.76	0.30

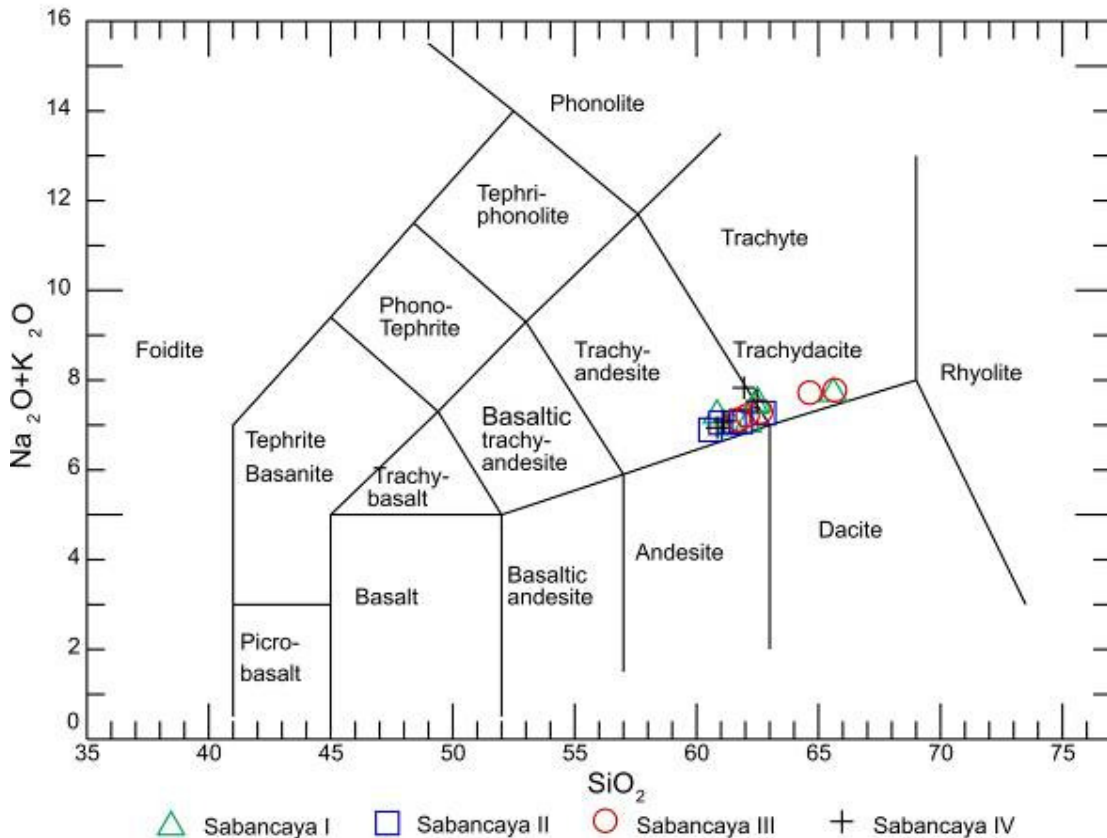


Figura 3.8. Diagrama "TAS" (Total Álcalis versus Sílice), según Le Bas et al. (1986), de las lavas del volcán Sabancaya.

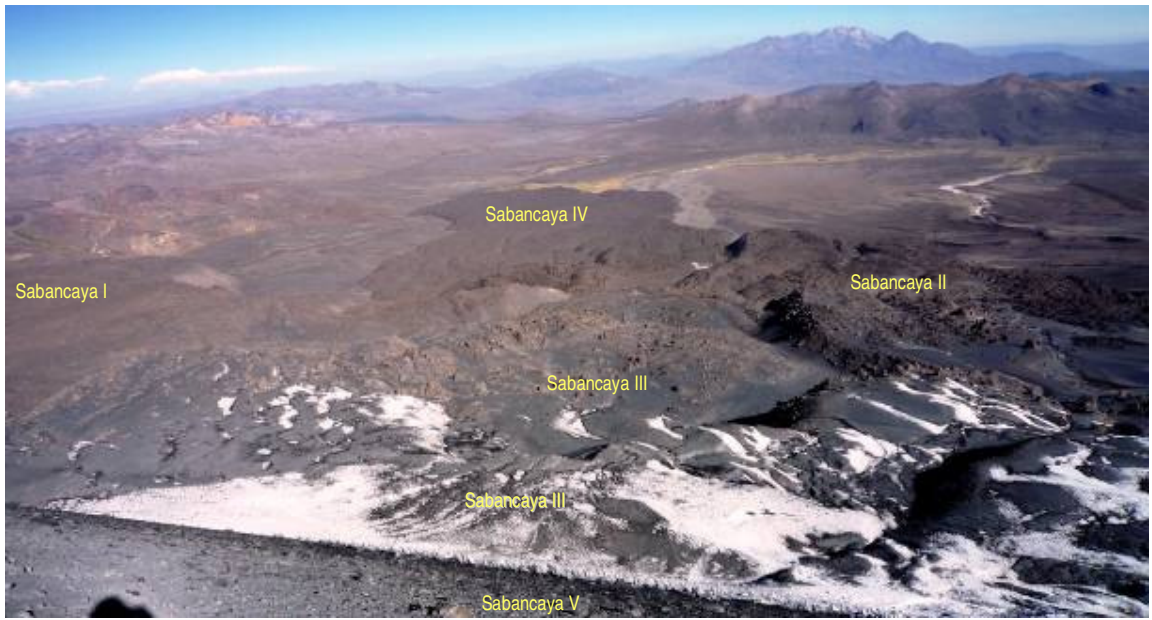


Figura 3.9. Vista panorámica del flanco oriental del volcán Sabancaya. Se observan las unidades Sabancaya I, II, III, IV y V. Las primeras unidades están conformadas por flujos de lavas en bloques, y la última unidad es el cono de ceniza de la cumbre.



Figura 3.10. Flujo de lava en bloques, de entre 30 y 40 m de espesor, perteneciente a la unidad Sabancaya I. Según Thouret, et al., (2001), un nivel de turba ubicado debajo de la lava fue datado en 5440 ± 40 años AP. Frente de lava ubicado a 7 km al oeste del Sabancaya.

3.2.1. Unidad Sabancaya I (H-Sa1)

Está conformada por flujos de lava en bloques, que están constituyendo entre los 4700 y 5200 msnm, la base del edificio volcánico (figuras 3.1, 3.9, 3.10 y 3.15). Algunos flujos alcanzaron entre 6 y 7 km de distancia en dirección al este y oeste del cráter. Estos flujos de lava son los más antiguos, tienen espesores individuales de entre 30 y 50 m de espesor, y en total llegan a formar una secuencia de hasta 300 m de espesor. Las lavas son de composición andesítica a dacítica (60 a wt.66 % de SiO₂, figura 3.8, tabla 3.2), presentan un color gris oscuro, con textura porfírica y fenocristales de plagioclasa (< 5 mm), biotita (< 1.5 mm) y anfíbol (< 3 mm).

Estas lavas se diferencian de las más recientes debido a que se hallan moderadamente afectadas por la erosión y el intemperismo, razón por la cual se han identificado escasas estructuras angulosas y "levées". Los bloques de lava poseen dimensiones métricas, presentan superficies suavizadas y están normalmente cubiertos por depósitos de ceniza, emplazados durante el Holoceno y la época histórica.

Una muestra de materia orgánica tomada de la base de un flujo de lava aproximadamente a 7 km al oeste del cráter (quebrada Huaraya), fue datado en 5440 ± 40 años AP (Lamadón, 1999; Thouret et al., 2001b). Por ello se asume que las lavas más recientes, serían del Holoceno medio.

3.2.2. Unidad Sabancaya II (H-Sa2)

Esta unidad está constituida por flujos de lava en bloques que sobreyacen a las lavas de la unidad precedente. Conforman la parte intermedia del edificio volcánico, entre los 4900 y 5500 msnm. Afloran al este, norte y oeste del cráter, donde alcanzaron alrededor de 5 km de distancia (figuras 3.1 y 3.9) desde el viento. Los flujos de lava poseen de 30 a 60 m de espesor, y forman una secuencia de hasta 500 m de espesor. Las lavas son de composición andesítica (61 a 62.5 wt.% SiO₂, figura 3.8, tabla 3.2), presentan un color gris oscuro, textura porfírica y contienen fenocristales de plagioclasa (< 3 mm), anfíbol (< 2.5 mm) y algo de biotita (< 1 mm). En algunos flujos se han identificado algunos cristales de piroxeno (< 1 mm).

En las cercanías de la cumbre del cono sur del volcán Sabancaya, aflora un domo de lava de composición andesítica, de forma elongada, en dirección NE-SO, de 400 m de largo, 250 m de ancho y más de 80 m de espesor (figura 3.11). La lava presenta textura porfírica y contiene cristales bien desarrollados (1 a 10 mm) de plagioclasa, biotita y anfíbol. El domo ha sido generado durante una actividad extrusiva del Sabancaya, está parcialmente cubierto por depósitos de ceniza y también por flujos de lava de la unidad Sabancaya III, por lo que se le ha asociado preliminarmente a la unidad Sabancaya II. Es posible que esté asociado también a la unidad Sabancaya I, dataciones radiométricas y análisis geoquímicos ayudarán a definir mejor su posición estratigráfica.

Las lavas de esta unidad, a diferencia de la anterior, se hallan bien conservadas, ligeramente afectadas por la erosión y el intemperismo, razón por la cual se han

identificado abundantes estructuras como “levées” y frentes de lava (figuras 3.12 y 3.13). Los bloques de lava poseen dimensiones métricas, presentan superficies rugosas y aristas afiladas (“agujas”).

3.2.3. Unidad Sabancaya III (H-Sa3)

Esta unidad está conformada por flujos de lava en bloques, que sobreyacen a las lavas de la parte intermedia (Sabancaya II) y afloran en la parte superior del edificio volcánico, entre los 5000 y 5800 msnm (figuras 3.1, 3.12 y 3.13). Esta unidad aflora al este, norte y noroeste del cráter, donde alcanzaron entre 4 y 5 km de distancia. Los flujos de lava poseen alrededor de 30 a 50 m de espesor y la secuencia completa alcanza hasta 600 m de espesor. Las lavas poseen composición andesítica a dacítica (61 a 66 wt.% SiO₂, figura 3.8, tabla 3.2), color gris oscuro, textura porfírica y contienen abundantes fenocristales de plagioclasa (< 3 mm), biotita (< 1.5 mm) y anfíbol (< 1.5 mm).

Los flujos de lava, en las partes intermedias a bajas, se hallan muy bien conservados, presentan poca erosión e intemperismo. Poseen bien conservadas estructuras de flujo, como “levées”. Los bloques de lava son de dimensiones métricas, presentan superficies muy rugosas, así como aristas bien afiladas (figuras 3.12-3.14 y 3.17). Sin embargo, en las partes superiores, normalmente por encima de los 5400 msnm, han sido afectadas por la erosión glaciaria y se encuentran cubiertas por depósitos de cenizas gris oscura, emitidas durante las últimas erupciones, incluida la erupción de 1987-1998.

3.2.4. Unidad Sabancaya IV (H-Sa4)

En el flanco sureste, a 5000 msnm, se encuentra un ventón, por donde han sido emitidos dos flujos de lava denominados H-Sa4 (figuras 3.1 y 3.15). Se trata de flujos de lava en bloques, de entre 30 y 40 m de espesor, cuya secuencia completa tiene 200 m de espesor. Los flujos de lava sobreyacen a secuencias volcanoclásticas emplazadas en la planicie ubicada al sur-este del volcán, han recorrido alrededor de 6 km de distancia, descendiendo hasta los 4450 msnm. Las lavas son de composición andesítica (60 a 62 wt.% SiO₂, figura 3.8, tabla 3.2), color gris oscuro, textura porfírica y contienen abundantes fenocristales de plagioclasa (< 2 mm), biotita (< 1 mm) y anfíbol (< 1 mm).

Por las características geomorfológicas y grado de conservación, estas lavas posiblemente se hayan emplazado de modo contemporáneo con las lavas de la unidad Sabancaya III, lo cual también fue mencionado antes por Bulmer et al. (1999). En este trabajo la existencia del ventón, se postula por las siguientes razones:

- Los dos flujos de lava, a diferencia de las lavas de la unidad Sabancaya I y II, presentan poca erosión e intemperismo, poseen bien conservadas estructuras como “levées”, superficies muy rugosas, así como aristas bien afiladas.
- Los frentes de lava son casi verticales (40° a 70°) y la cobertura de depósitos de caída de ceniza y de material coluvial, es menor que en las lavas de las unidades Sabancaya I y II.

- Posee similares características estructurales y morfológicas que las lavas de la unidad Sabancaya I grupo H-Sa3.
- La geometría de la zona de contacto con las lavas de la unidad Sabancaya I, muestra claramente que las lavas de la unidad Sabancaya IV sobreyacen a las lavas de la unidad Sabancaya I (figura 3.16).
- En la zona del viento se distingue un centro de emisión desde donde salen dos flujos de lava en forma radial, uno en dirección este y el otro hacia el sureste, este último incluso muestra dos “levées” paralelos (figuras 3.1 y 3.15).

3.2.5. Unidad Sabancaya V (H-Sa5)

La unidad Sabancaya V está conformada por el cono de ceniza que se emplaza en la parte superior de la cumbre norte, sobre los 5700 msnm (figuras 3.1 y 3.17). Probablemente los depósitos de ceniza están cubriendo a los flujos de lava de la unidad Sabancaya III. El cono de ceniza posee poco más de 250 m de alto y cerca de 1 km de diámetro. Las cenizas deben haber sido emplazadas durante las erupciones explosivas ocurridas durante el Holoceno (Juvigné, et al., 1998; Juvigné, et al., 2008) y la época histórica (Zamácola y Jaúregui, 1784; Trabada y Córdova, 1958; Thouret, et al., 1994). En la cima del cono de ceniza, a 5950 msnm, se encuentra el cráter histórico, el cual posee 300 m de diámetro.

En los capítulos IV y V se describen en detalle la tefrocronología holocénica del Sabancaya, así como su actividad durante época histórica.



Figura 3.11. En primer plano el cono de ceniza del volcán Sabancaya (unidad Sabancaya V), seguido del domo del mismo volcán (unidad sabancaya II). Al fondo el domo del Ampato, así como el cono de la cumbre de dicho volcán (edificio Ampato V).

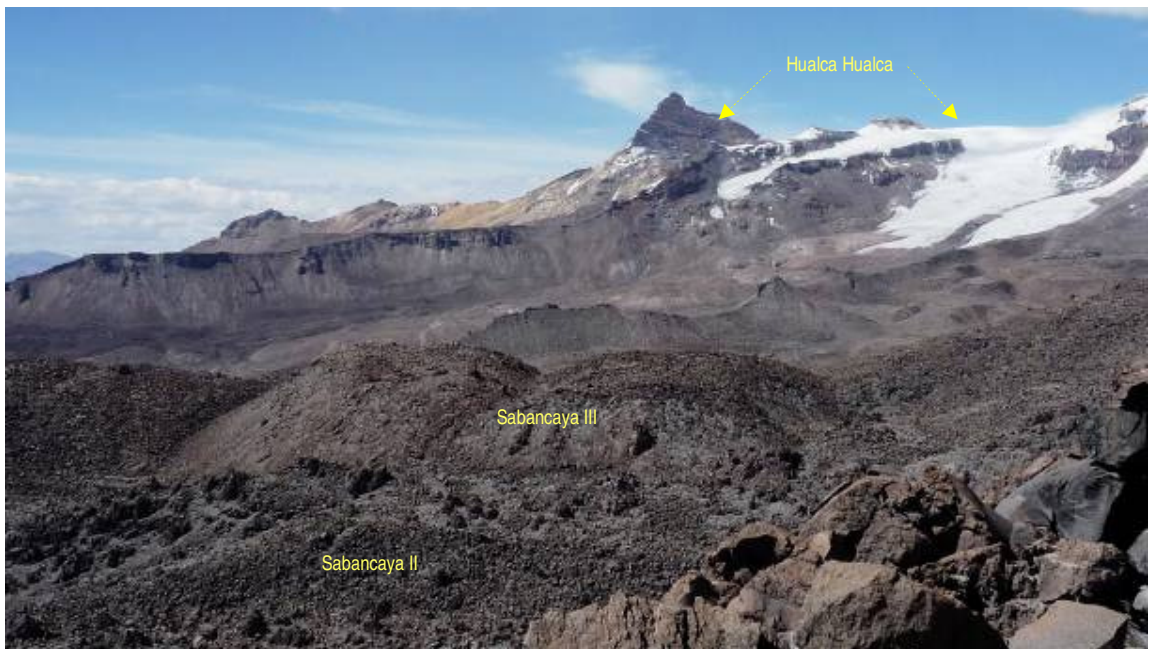


Figura 3.12. Flujos de lavas en bloques del volcán Sabancaya, unidades Sabancaya II y III, que afloran en el flanco occidental de dicho volcán. Al fondo el estratovolcán Hualca Hualca.



Figura 3.13. Zona de contacto entre las unidades Sabancaya II y III, conformados por flujos de lavas en bloques. En segundo plano, el cono de ceniza de la cumbre, denominado unidad Sabancaya V. Flanco noreste del volcán Sabancaya.

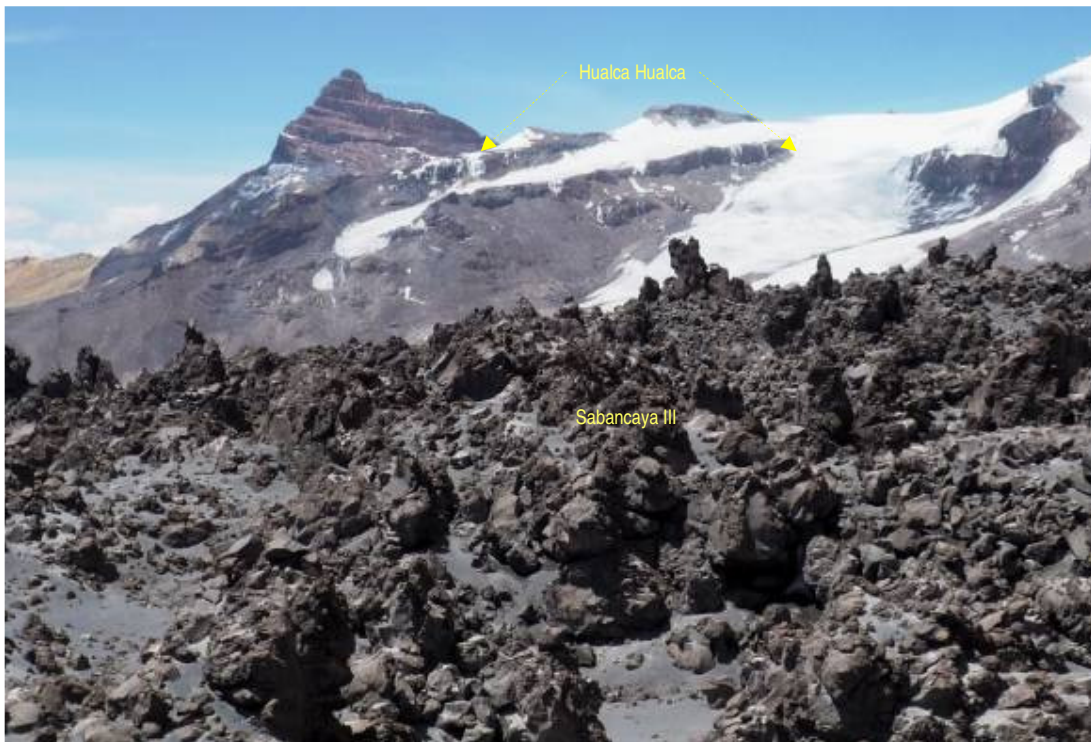


Figura 3.14. Estructuras en "aguja", debido a que las lavas presentan aristas bien afiladas. Unidad Sabancaya III, parcialmente cubierta por ceniza histórica. Flanco noroeste del Sabancaya, aproximadamente a 5500 msnm.



Figura 3.15. En primer plano, zona cercana al viento que dio origen a los flujos de lava en bloques de la unidad Sabancaya IV. A la izquierda zona de contacto entre las lavas de la unidad Sabancaya I y IV. Vista panorámica en dirección sureste.



Figura 3.16. Zona de contacto entre los flujos de lava en bloques de las unidades Sabancaya I (izquierda) y Sabancaya IV (derecha). Se puede distinguir que la lava Sabancaya IV se encuentra sobreyaciendo a la lava Sabancaya I, además de tener estructuras mejor conservadas y presentar una superficie más rugosa.



Figura 3.17. En primer plano flujos de lavas en bloques de la unidad Sabancaya III, infrayaciendo al cono de ceniza de la cumbre, de la unidad Sabancaya V. Foto panorámica del flanco norte del Sabancaya.

3.2.6. Otros depósitos

En el área del volcán Sabancaya también se han encontrado depósitos de lahares, morrenas, coluviales y aluviales. Sigue una descripción de estos depósitos.

a) Depósitos de lahar

Se han identificado varios depósitos de lahar en las quebradas que descienden por los flancos del volcán Sabancaya, principalmente en dos quebradas: a) en la que desciende por el flanco oriental, entre los volcanes Ampato-Sabancaya; b) en la quebrada ubicada en el flanco occidental y que desciende entre los volcanes Ampato-Sabancaya. En ambos casos los lahares han alcanzado más de 8 km de distancia.

Los depósitos de lahar poseen espesores de 0.10 a 0.8 m, pero forman secuencias que en total pueden alcanzar hasta 5 m de espesor (figuras 3.18 y 3.19). Están conformados por ceniza, líticos y pómez, casi todos ligeramente compactados. Estos lahares, relativamente recientes, debieron originarse durante las erupciones explosivas del Holoceno y la época histórica, ya que contienen alto porcentaje de ceniza y lapilli pómez en poca cantidad. Los lahares se habrían originado por la interacción entre los productos eruptivos calientes y una parte de la nieve emplazada en la cumbre del complejo volcánico Ampato-Sabancaya,

o durante etapas de tranquilidad volcánica, por la erosión y remoción de materiales volcánicos durante temporadas de lluvias.

b) Morrenas

En el flanco sureste del Sabancaya, por encima de los 5400 msnm, se han identificado morrenas relativamente jóvenes (H-Mo1), ya que se encuentran afectando lavas del volcán Sabancaya (figuras 2.1 y 3.1). Posiblemente estas morrenas se originaron durante el Neoglaciario, es decir durante los últimos 5 ka. Los depósitos morrénicos poseen limitado volumen, son heterométricos, presentan una mezcla heterogénea de bloques de lava, gravas y limos, y normalmente se hallan cubiertos por ceniza del Holoceno y época histórica.

c) Depósitos aluviales

Los depósitos aluviales se encuentran en las quebradas y ríos aledaños al volcán Sabancaya, formando pequeñas terrazas. Litológicamente están conformados por gravas, bloques lávicos subredondeados y subangulosos, arena y limo. Los más importantes depósitos aluviales afloran al suroeste, sector de quebrada Huaraya, y sureste, sector de Cajamarcana, quebrada Sallalli y río Parcamayo. En muchos casos estos depósitos se encuentran formando secuencias interestratificadas con lahares.

d) Depósitos coluviales

Los depósitos coluviales son abundantes en los flancos del volcán y en los frentes de los flujos de lava, especialmente en sectores de moderada a fuerte pendiente ($> 20^\circ$, figura 3.1). Se caracterizan por presentar clastos angulosos, centimétricos, decimétricos y algunos incluso de 1 a 1.5 m de diámetro. En muchos casos estos depósitos están cubiertos por caídas de ceniza del volcán Sabancaya.



Figura 3.18. Secuencia conformada por depósitos de lahar y aluviales de aproximadamente 5 m de espesor. Sector de quebrada Sallalli, 5 km al sureste del Sabancaya.



Figura 3.19. Detalle de la secuencia mostrada en la figura anterior. Los depósitos de lahar tienen espesores de 20 a 60 cm, están constituidos por clastos centimétricos de líticos y pómez, englobados en una matriz de ceniza, ligeramente compactadas. En la secuencia también se intercalan niveles de depósitos aluviales, de espesor centimétrico.

IV. TEFROCRONOLOGÍA HOLOCÉNICA DEL SABANCAYA

En base a calicatas y dataciones por radiocarbono de las turberas (bofedales) en la zona de Sallalli-Cajamarca, se ha podido poner en evidencia que el Sabancaya a tenido varias erupciones durante el Holoceno. Esta zona se encuentra a 4400 msnm, aproximadamente a 10 km al SE del cráter del volcán Sabancaya. La tefra más antigua fue ubicada a 1.20 m de profundidad, y posiblemente corresponde a una erupción pequeña ocurrida hace aproximadamente 8520 años AP (Juvigné et al., 1998). Posteriormente, en dos nuevos sondeos, Juvigné et al. (2008) identificó tres tefras que poseen similitudes mineralógicas y granulométricas con la ceniza de la última erupción del volcán Sabancaya, ocurrida entre 1987-1998. Estas tefras habrían sido emplazadas por el Sabancaya, hace aproximadamente 4500 ± 125 , 2050 ± 70 y 1790 ± 110 años AP.

En el presente estudio se han realizado 4 nuevas calicatas (figura 3.1). Tres de ellas se ubican en la zona de Sallalli, muy cerca a la zona donde Juvigné et al. (2008) realizaron sus sondeos. La cuarta calicata se realizó en la quebrada Colihuirí (figura 4.1), a 8 km al SE del cráter del volcán Sabancaya. Esta última calicata se encuentra aproximadamente a 1 km al norte de las tres anteriores.

Las calicatas se realizaron en bofedales, en sectores relativamente planos, donde esperamos no se hayan producido corrientes de agua de alta energía, lo cual favorecería el transporte y erosión. Las calicatas han alcanzado entre 1.2 y 3.2 m de profundidad. La sección de las calicatas fue de alrededor de 1.0 m de ancho por 1.5 m de largo. Esto permitió una mejor identificación y descripción de los depósitos encontrados.

En las calicatas se han identificado principalmente niveles de turba, de caída de ceniza, bloques de lava, grava y suelo. Varios de estos niveles se encuentran mezclados con un porcentaje de ceniza.

Los criterios utilizados para identificar los depósitos de caída de ceniza fueron: a) depósitos que poseen un espesor relativamente uniforme; b) niveles que poseen una granulometría uniforme (buen sorteo); c) niveles que no estén mezclados con grava, bloques de lava y/o turba.

4.1. Calicata turbera Sallalli I

La calicata se realizó aproximadamente a 700 m al frente de la lava del Sabancaya, que baja hasta el sector de Sallalli (202016, 8246444). Se alcanzó una profundidad de 3.14 m (figura 4.1). Se identificaron 5 niveles de caída de ceniza, a ras de superficie, a 0.59, 1.71, 1.94 y 2.19 m de profundidad. Estos depósitos de ceniza poseen entre 2 y 5 cm de espesor, a excepción del primero que correspondería a la última erupción del volcán Sabancaya (1987-1998), el cual tiene 12 cm de espesor. También se han encontrado 3 niveles de turba, que contienen ceniza diseminada, a 0.25, 0.31 y 2.54 m de profundidad; así como 3 niveles de grava con ceniza, a 0.93, 1.63 y 3.14 m de profundidad.

4.2. Calicata turbera Sallalli II

La calicata se realizó aproximadamente a 150 m del frente de lava del Sabancaya, que baja hasta el sector de Sallalli (201980, 8246726). Se alcanzó una profundidad de 2.18 m (figura 4.2). Se han identificado 7 niveles de caída de ceniza, a 0.09, 0.32, 0.41, 0.61, 0.71, 1.58 y 1.93 m de profundidad. Todos poseen entre 2 y 7 cm de espesor. También se han encontrado 4 niveles de turba que contienen ceniza diseminada, a 0.96, 1.06, 1.51 y 1.88 m de profundidad.

El primer depósito de caída de ceniza posee de 2 a 4 cm de espesor, es de coloración gris oscura y contiene vidrio y fragmentos de plagioclasa, biotita y anfíbol. Por estas características, además de encontrarse cerca a la superficie, se infiere que corresponde a la erupción del Sabancaya de 1987-1998.

El segundo depósito de ceniza posee color gris blanquecino, tiene 5 cm de espesor y contiene biotita. Por estas características se infiere que este depósito corresponde a la erupción del volcán Huaynaputina de 1600 d.C. Además en el sur del Perú, es típico encontrarlo a poco más de 30 cm de profundidad, lo cual es coherente con lo mencionado por Thouret et al., 1999.

Una turba ubicada en la base del depósito de caída de ceniza más profundo, a 1.93 m de profundidad, ha sido datada en 4150 ± 40 años AP (muestra SA-10-19F).

4.3. Calicata turbera Sallalli III

La calicata se realizó aproximadamente a 50 m del frente de lava del Sabancaya, que baja hasta el sector de Sallalli (202341, 8246831). Se alcanzó una profundidad de 1.26 m (figura 4.3). A la base de la sección se encontró un nivel con bloques de lava, de textura porfirítica, con fenocristales milimétricos, similar a lavas de domos.

En el sondaje se han identificado 6 niveles de caída de ceniza, a 0.08 (erupción del volcán Sabancaya (1987-1998), 0.40, 0.61, 0.65, 0.67 y 0.80 m de profundidad, todos poseen entre 1 y 6 cm de espesor. También se han encontrado 8 niveles de turba, que contienen ceniza diseminada, a 0.32, 0.36, 0.38, 0.46, 0.60, 0.80, 0.89 y 0.93 m de profundidad.

Aproximadamente a 0.80 m de profundidad, se encuentra un nivel centimétrico con bloques, conformado por lavas similares a las lavas del Sabancaya IV. Posiblemente corresponda a la época de emplazamiento de dichas lavas.

4.4. Calicata turbera Colihuirí

La calicata se realizó en la base del flujo de lava Sabancaya I, aproximadamente a 8 km al oeste del Sabancaya (201497, 8248928). Se alcanzó una profundidad de 2.41 m (figura 4.4). En la calicata se han identificado 3 niveles de caída de ceniza, a 0.11, 0.29 y 0.41 m

de profundidad. Los dos primeros niveles de ceniza, corresponderían a la erupción del volcán Sabancaya 1987-1998, y la erupción del volcán Huaynaputina del año 1600 d.C., por sus características mineralógicas, granulométricas, color, espesor y profundidad. El tercer depósito se encuentra directamente sobre una turba datada en 730 ± 35 años AP. También se ha identificado una secuencia niveles de ceniza y turba mezclada con ceniza, entre los 0.81 y 1.35 m de profundidad, emplazados entre 3015 ± 40 y 730 ± 35 años AP. Esta última datación se realizó sobre una turba ubicada a 1.64 m de profundidad, es decir a 0.29 cm por debajo del último depósito de caída de ceniza. Finalmente se tiene una segunda secuencia conformada por 3 niveles de caída de ceniza, ubicados entre 1.81 y 2.26 m de profundidad, que fueron emplazados antes de 3015 ± 40 años AP.

También se han identificado 10 niveles de turba, que contienen ceniza diseminada, 2 entre 0.46 y 0.81 m de profundidad, 8 entre 1.35 y 1.81 m de profundidad.

4.5. Discusión

En todas las calicatas se observa un nivel de caída de ceniza que corresponde a la última erupción del volcán Sabancaya (1987-1998). Este nivel casi siempre aparece a ras de la superficie, o en los primeros 10 a 15 cm de profundidad (figuras 4.1-4.5). Solo en dos calicatas, Sallalli II y Colihuirí, ha sido identificada la ceniza de la erupción del volcán Huaynaputina del año 1600 d.C.

En la calicata Sallalli II se han identificado 6 depósitos de caída de ceniza del Sabancaya, que se habrían emplazado en los últimos 4000 años, mientras que en la calicata Colihuirí, se tienen 15 depósitos de caída de ceniza en los últimos 3000 años. Esta mayor cantidad de depósitos de ceniza en Colihuirí, podría deberse a que se halla más cerca al volcán Sabancaya y al eje mayor de dispersión habitual (hacia el este), como ocurrió durante la última erupción del volcán Sabancaya (Thouret et al., 1994). Así mismo, en las calicatas Sallalli I y III se han identificado 5 y 6 niveles de ceniza respectivamente.

En las cuatro calicatas efectuadas (figura 4.5), a pesar de estar ubicadas en áreas relativamente cercanas, se ha encontrado una tefro-estratigrafía diferente. Estas diferencias también se observan en los tres sondeos efectuados por Juvigné et al. (1998) y Juvigné et al. (2008). Por otro lado, actualmente se cuentan con solo tres dataciones de turba. Estos factores hacen difícil la correlación de los depósitos de caída de ceniza.

Los estudios anteriores, así como las calicatas efectuadas, muestran que durante el Holoceno la actividad eruptiva del complejo volcánico Ampato-Sabancaya ha sido frecuente. Los depósitos de caída de ceniza poseen espesores centimétricos, por lo que se puede inferir que fueron emplazadas durante erupciones de baja a moderada explosividad (VEI 1-2).

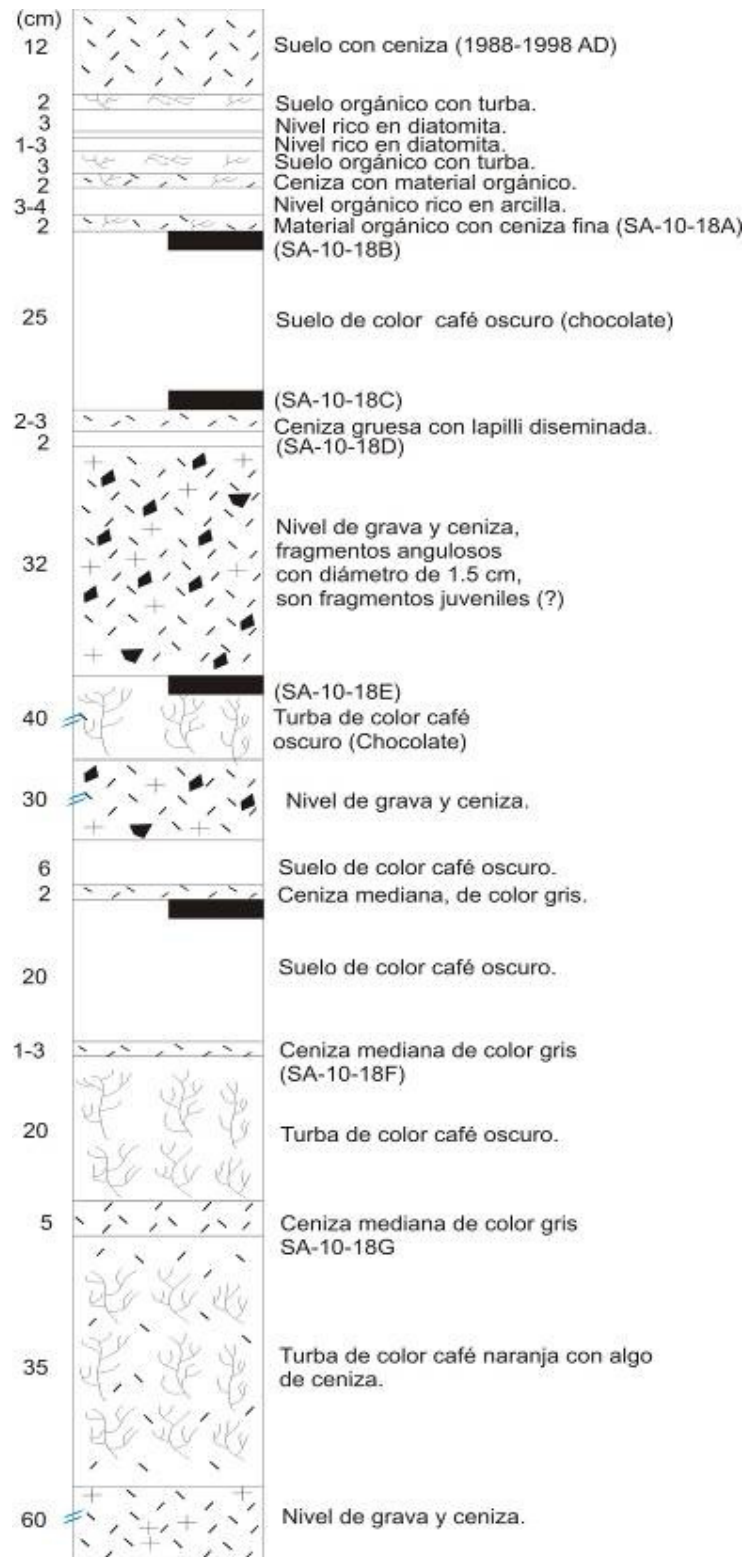


Figura 4.1. Litoestratigrafía de la calicata Sallalli I, donde se alcanzó 3.14 m de profundidad.

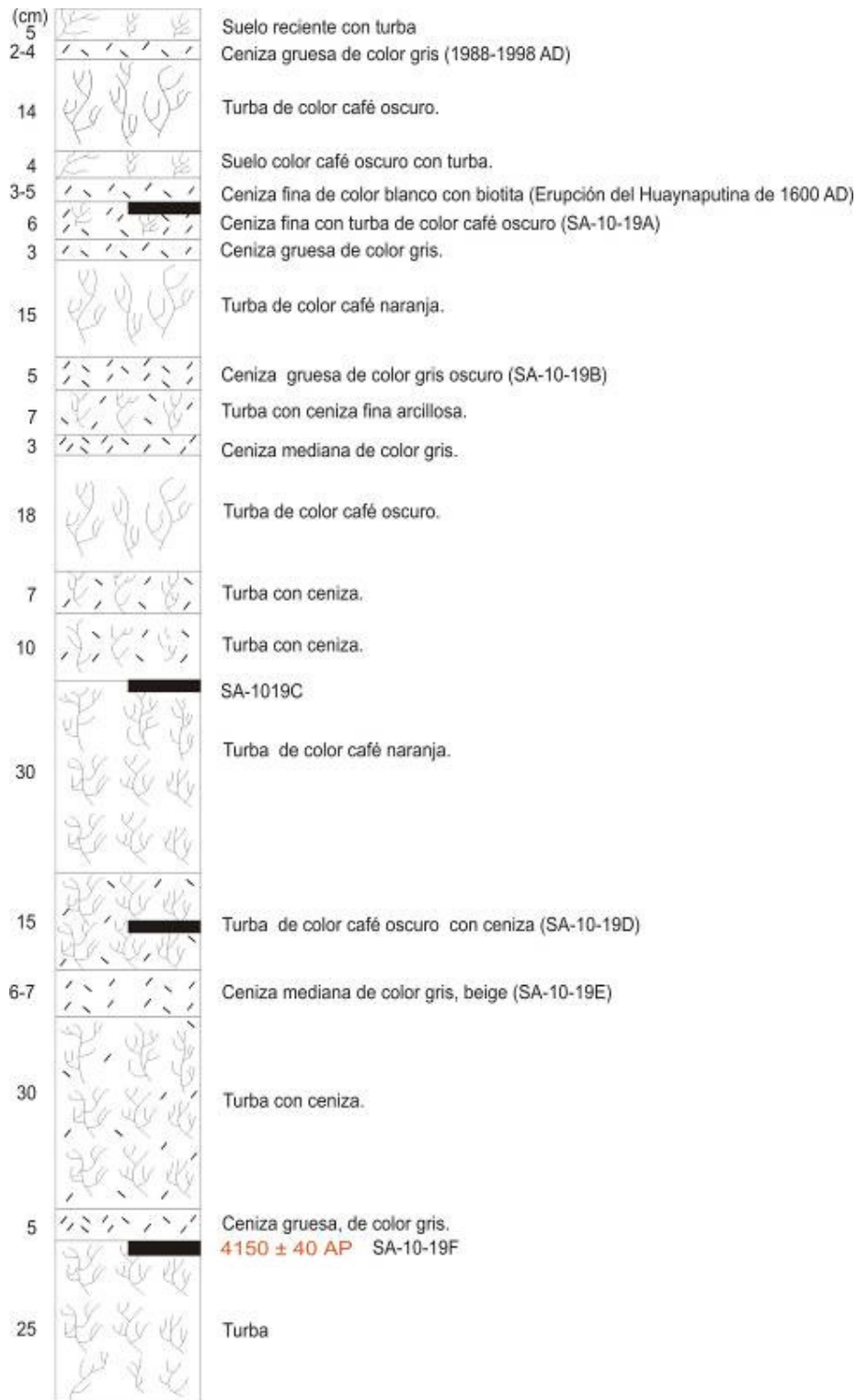


Figura 4.2. Litoestratigrafía de la calicata Sallalli II, donde se alcanzó 2.18 m de profundidad.

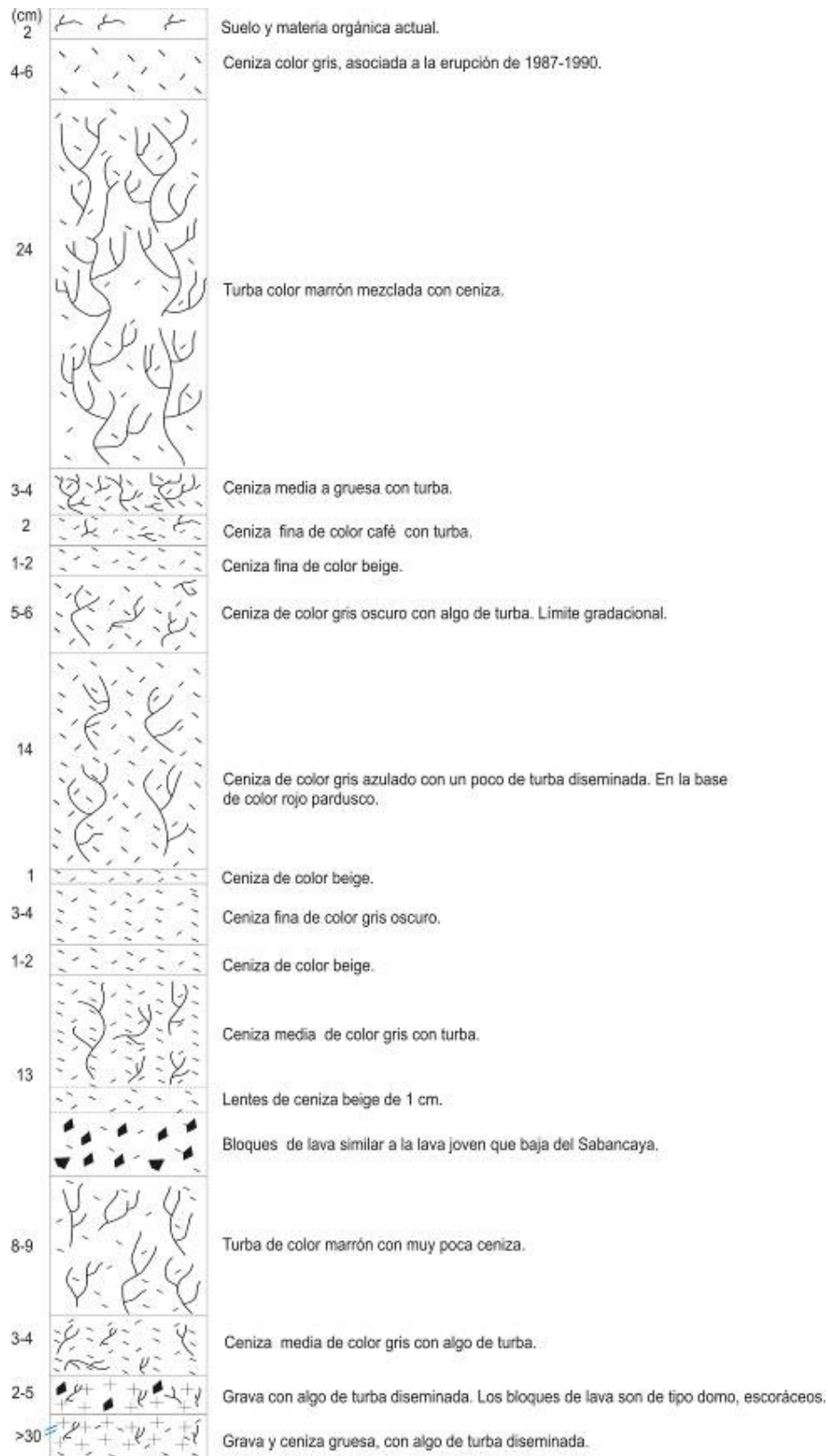


Figura 4.3. Litoestratigrafía de la calicata Sallalli III, donde se alcanzó 1.26 m de profundidad.

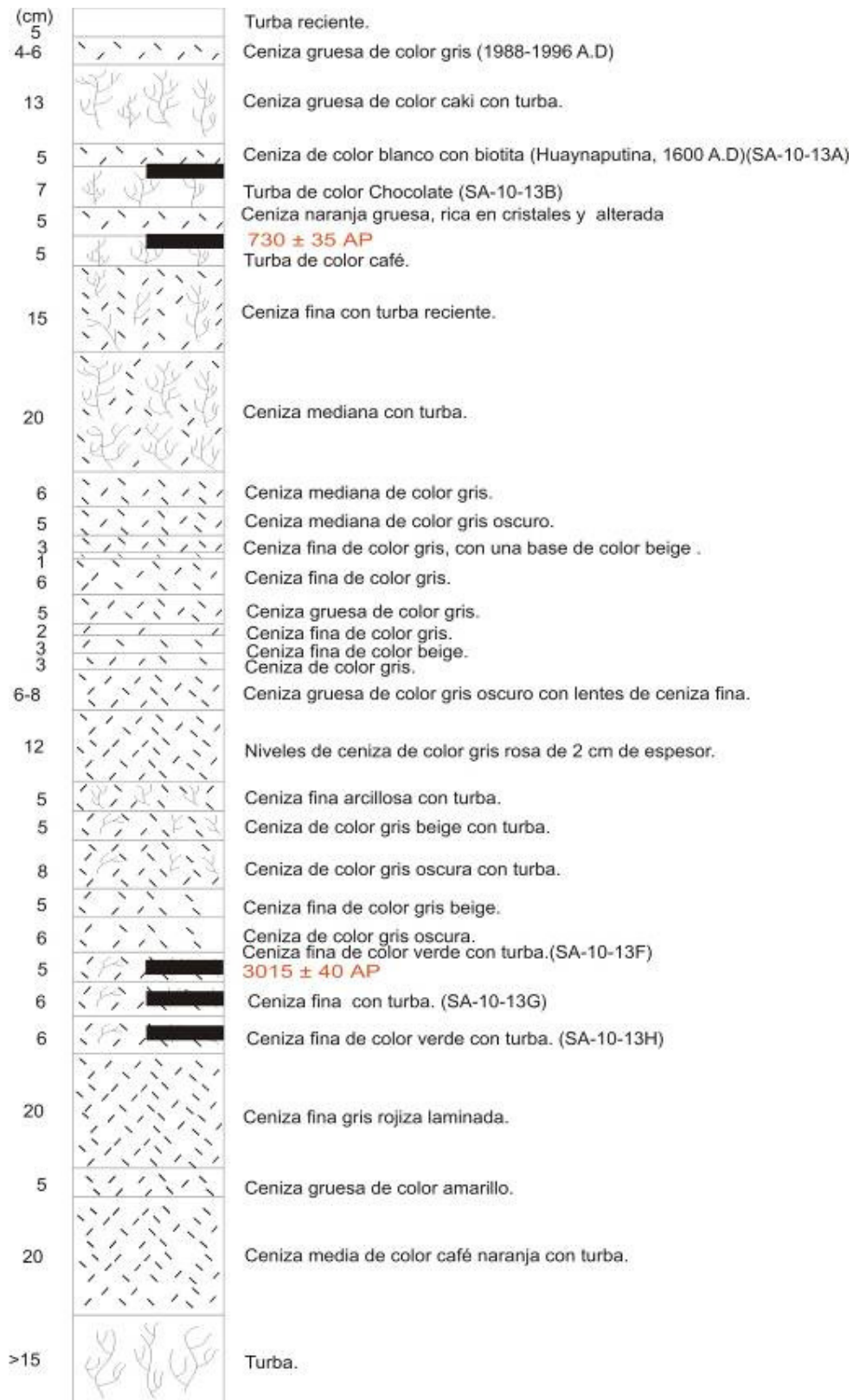


Figura 4.4. Litoestratigrafía de la calicata Colihuirí, donde se alcanzó 2.41 m de profundidad.

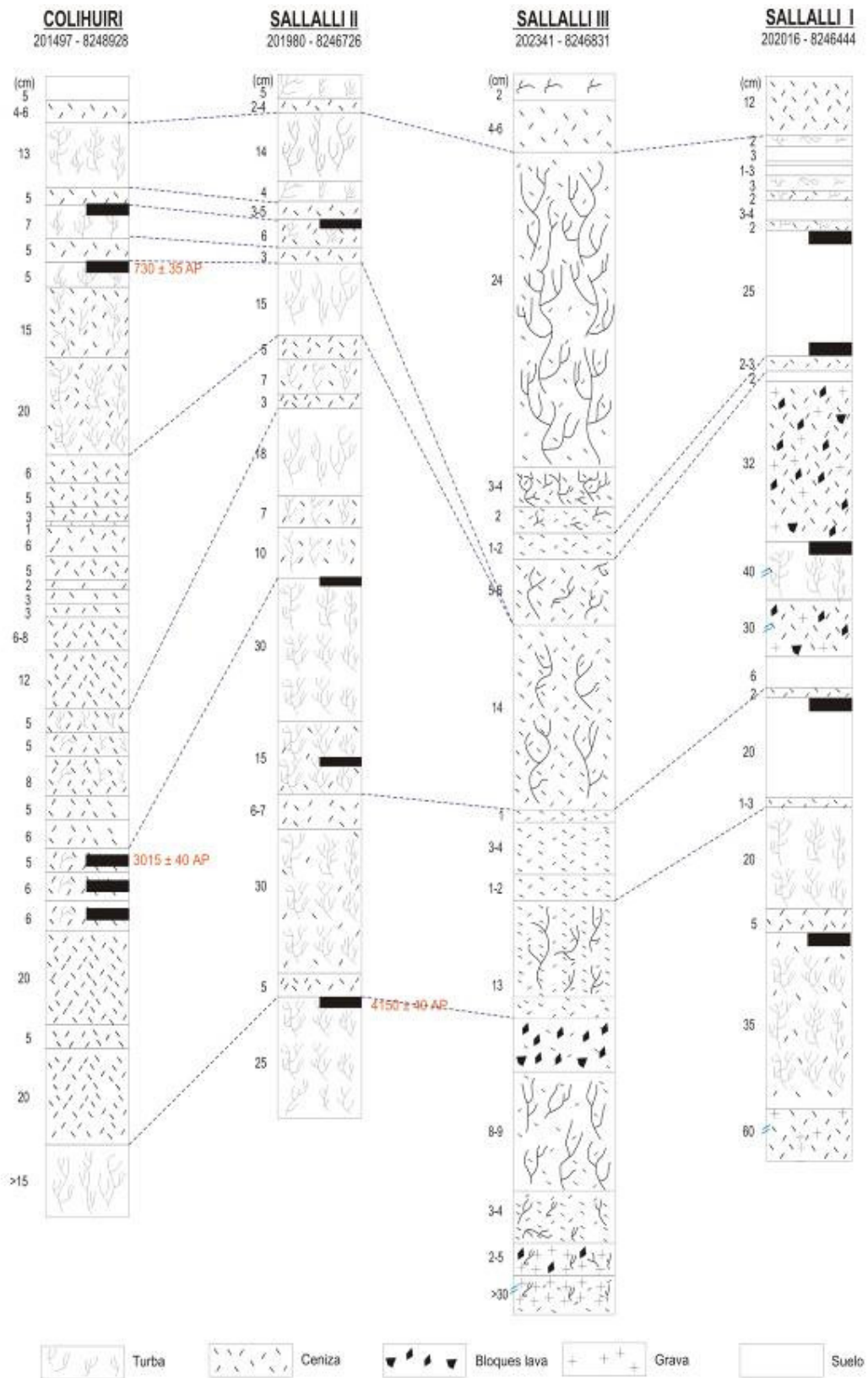


Figura 4.5. Correlación de la tefro-estratigrafía de las 4 calicatas (Sallalli I, II y IV, y Colihuiiri).

V. ACTIVIDAD HISTÓRICA DEL VOLCÁN SABANCAYA

La actividad histórica del Sabancaya está referida al periodo desde el cual se cuentan con registros escritos sobre su actividad. Dicho periodo abarca desde la llegada de los españoles al Perú ocurrida en 1532 AD. La descripción de la actividad histórica está basada en recopilación de crónicas, como aquellas de Zamácola y Jáuregui (1789), Travada y Córdova (1752), así como de catálogos del Global Volcanism Program (GVP del Smithsonian National Museum of Natural History).

En base a los reportes analizados, se tienen reportes de 3 erupciones en época histórica del volcán Sabancaya, los que han ocurrido los años 1750, 1784 y la última entre 1986 y 1998. Actualmente presenta ocasionalmente una leve actividad fumarólica.

5.1. Actividad eruptiva de 1750

En las crónicas de Travada y Cordoba (1752) se encuentran relatos de actividad eruptiva en la zona del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, textualmente se dice que *“El volcán de Ambato, como han corrompidos los españoles, está en la provincia de Collaguas a veinte y tantas leguas al occidente de la ciudad de Arequipa. Su altura será de tres cuartos de legua, con falda muy dilatada que transitando yo por su faldas hice mansión muy cerca y sentí aquella noche ruido que seria de peñas que escaladas del fuego que arde incesantemente bajan despeñadas de la altura en busca de su centro, allí, el volcán está perennemente ardiendo de día y de noche y que no hay noticia de haber hecho estragos en tiempos inmemorables”*. Según el catálogo del GVP se habría tratado de una erupción explosiva leve, sin embargo la descripción no permite diferenciar claramente si se trató de una erupción explosiva o efusiva.

Si bien se hace referencia al volcán “Ambato”, que en quechua significa “Sapo”, lo más probable es que se haya tratado de la erupción del volcán Sabancaya.

5.2. Actividad eruptiva de 1784

En el relato de Zamácola y Jáuregui (1804) se menciona lo que podría interpretarse como actividad eruptiva en el área del complejo volcánico Ampato-Sabancaya durante el día 11 de julio de 1784. Textualmente se lee: *“Día, 11.- a las 9 y 56 minutos se sintió un temblor de tierra, con bastante remezón pero que no causó ningún daño. Se tuvo noticia de que el pueblo de Lari, jurisdicción de Caylloma, hay un cerro o volcán llamado Ambato, el que a efectos de estos terremotos, el volcán humea y bosteza fuego”*. Este evento es posterior al gran terremoto del 13 de mayo de ese mismo año, el cual destruyó la ciudad de Arequipa.

También en este caso hace referencia al volcán “Ambato”, pero debió tratarse del volcán Sabancaya. Según el catálogo de GVP, también se habría tratado de una erupción explosiva leve, que generó daños o destrucción de la tierra y propiedades.

5.3. Actividad eruptiva de 1987 a 1998

Durante el mes de noviembre de 1986 se reportó importante incremento de la actividad fumarólica en el volcán Sabancaya, así como la apertura del cráter del volcán (Thouret et al., 1994). Entre mayo de 1990 y diciembre de 1994, la actividad del Sabancaya fue de tipo vulcaniano, con un VEI de 2, que consistió en explosiones separadas por periodos de 15 a 60 minutos, luego del cual se formaban columnas eruptivas de 0.5 a 3 km de altura en promedio (Thouret et al., 1994). Durante las explosiones se expulsaron proyectiles balísticos y ceniza (Guillande et al., 1992; Thouret et al., 1994). El periodo de mayor actividad se registró entre el 28 de mayo y 5 de junio de 1990. En este periodo la columna eruptiva alcanzó entre 3 y 5 km de altura sobre el cráter, los proyectiles balísticos eyectados alcanzaron algunos cientos de metros a 1 km de altura sobre el cráter, se reportaron caídas de lapilli entre 3 y 5 km del cráter y las cenizas fueron dispersadas entre 20 y 30 km al este del volcán, cubriendo alrededor de 250 km² (Thouret et al., 1994, figura 5.1). El material juvenil eyectado tuvo composición andesítica a dacítica, y se estima que alcanzó un volumen de 25 millones de m³.

Por otro lado, los reportes del GVP, dan cuenta de columnas eruptivas mayores, de entre 6 y 7 km de altura sobre el cráter, los días 5 y 7 de junio de 1990 (<http://www.volcano.si.edu/world/volcano.cfm?vnum=1504-006&volpage=var>). También el día 7 los medios de comunicación reportaron presencia de una pluma volcánica en Arequipa y Puno, así como caídas de ceniza a más de 20 km de distancia, que provocó destrucción de pastos y contaminación de ríos, especialmente el río Sihuas ubicado a más de 40 km al sur del volcán Sabancaya. En el mismo reporte del GVP, se informa de acumulación de depósitos de caída de ceniza de hasta 1 cm de espesor, en un radio de 20 km alrededor del volcán.

Después de 5 meses del periodo de mayor actividad eruptiva, registrada entre mayo y junio de 1990, se generaron lahares en varias quebradas aledañas al volcán Sabancaya. Según un reporte del GVP (<http://www.volcano.si.edu/world/volcano.cfm?vnum=1504-006&volpage=var>), durante un sobrevuelo realizado el 10 de noviembre de 1991, se observó ceniza depositada en el Hualca Hualca, el cual provocó el derretimiento de la nieve y glaciares con la consiguiente generación de varios lahares. En este mismo reporte se da cuenta de lahares en el flanco norte del Hualca Hualca, que fueron a dar al río Colca, entre noviembre y diciembre de 1990. Actualmente se pueden observar depósitos de lahar asociados a esta actividad en la quebrada Pinchollo, en el flanco norte del Hualca Hualca, aproximadamente a 14 km al norte del cráter del Sabancaya (figura 5.3). Este depósito posee cerca de 3 m de espesor, está conformado por una matriz de ceniza (70%), que engloba bloques de diámetro centimétrico a decimétrico (30%, figura 5.4).

Posterior reportes del GVP también dan cuenta de emplazamiento de lahares de poco volumen los días 9 y 10 de mayo de 1995, en las quebradas ubicadas en los flancos del volcán Ampato. Los lahares se originaron debido a la fusión del hielo provocado por las caídas de ceniza. Durante esos días la pluma eruptiva fue dispersada en dirección suroeste, sur y este, cubriendo gran parte del volcán Ampato.

La actividad eruptiva fue decreciendo hasta 1996 donde las explosiones eran raras o poco frecuentes y de menor intensidad. Sin embargo hay consenso en diversas publicaciones de que la actividad eruptiva continuó hasta por lo menos 1998 (Gerbe y Thouret, 2004). Según el catálogo del GVP, durante este último periodo se produjeron explosiones freáticas.

La erupción generó efectos negativos en el medioambiente y los poblados ubicados cerca al volcán Sabancaya. Se reportaron muerte de ganado, destrucción de cultivos y desplazamiento de familias enteras hacia zonas más seguras. Todo ello generó problemas sociales y económicos que no fueron atendidos por el Estado.

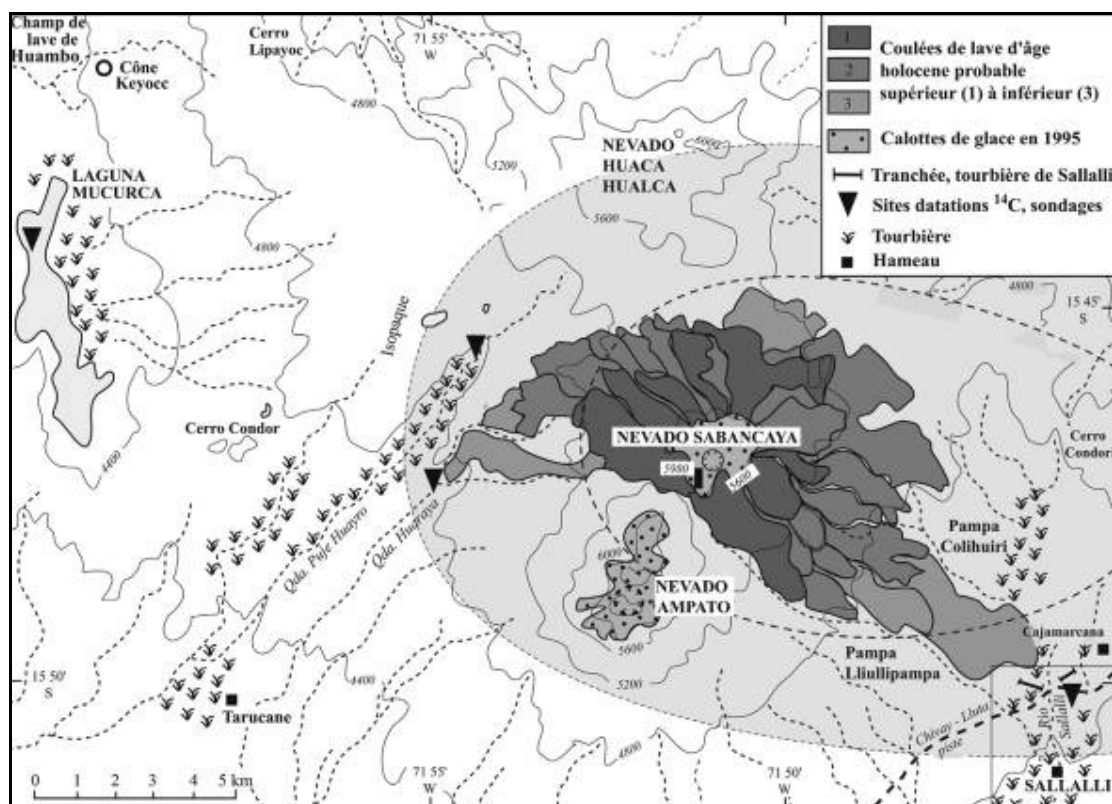


Figura 5.1. Dispersión de los productos de la erupción del volcán Sabancaya, 1987-1998. Tomado de Juvigné, et al. (2008).



Figura 5.2. Columna eruptiva del volcán Sabancaya, de poco más de 2 km de altura. Corresponde a la actividad registrada en octubre de 1994 (fotografía de John Biggar).



Figura 5.3. Depósito de lahar de coloración blanquecina en la quebrada Pinchollo, a más de 14 km al norte del volcán Sabancaya. Estaría relacionado a lahares emplazados entre noviembre y diciembre de 1990.



Figura 5.4. *Detalle de la foto anterior.* El depósito posee cerca de 3 m de espesor, está conformado por una matriz de ceniza, que engloba bloques de diámetro centimétrico a decimétrico.

VI. PELIGROS VOLCÁNICOS Y ESCENARIOS ERUPTIVOS EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO-SABANCAYA

Diversos estudios han compilado los principales peligros volcánicos, los cuales son generados por caídas de cenizas y pómez, flujos de lava, flujos y oleadas piroclásticas, flujos de escombros (lahares), avalanchas de escombros y gases volcánicos (Tilling, 1989). A continuación se describen estos fenómenos volcánicos para el caso del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.

Caídas de piroclastos

Las caídas de piroclastos se generan durante erupciones explosivas, cuando los fragmentos de roca son expulsados hacia la atmósfera de forma violenta, formando una columna eruptiva que puede alcanzar varias decenas de kilómetros sobre la superficie y que posteriormente caen sobre la superficie terrestre. Los fragmentos más grandes y densos caen cerca del volcán y se denominan bombas o bloques (>64 mm), mientras que las partículas de menor tamaño, denominadas lapilli (2-64 mm) y ceniza (<2 mm) son llevadas por el viento a grandes distancias, luego caen y forman una capa de varios milímetros o centímetros de espesor (Walker, 1971). Las partículas pueden afectar extensas áreas, de algunas centenas de km² a mayores de 800 km² (Cas y Wright, 1987).

Estas partículas pueden causar problemas de salud en las personas, contaminar fuentes de agua, colapsar los techos por el peso acumulado, afectar cultivos, interrumpir el tráfico aéreo, entre otros (Tilling, 1989).

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. Pueden fluir por el fondo de los valles y alcanzar varios kilómetros de distancia, alcanzando raramente más de 8 km del centro de emisión (Francis, 1993). En los volcanes de la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC), las lavas son viscosas y normalmente se enfrían en la zona del cráter, formando domos o recorren algunos kilómetros de distancia.

Los flujos de lava calcinan y destruyen todo a su paso, sin embargo no representan un peligro alto para las personas debido a su baja velocidad (Tilling, 1989).

Flujos y oleadas piroclásticas

Los flujos piroclásticos son masas calientes (300°C a 800°C) conformadas por una mezcla de ceniza, fragmentos de roca y gases. Estos flujos descienden por los flancos del volcán a ras de la superficie y a grandes velocidades, comprendidas entre 100 y 300 m/s (Hoblitt et al., 1995). Poseen normalmente una parte inferior densa, que se encauza y desplaza por el fondo de las quebradas o valles y otra superior, menos densa, denominada oleada

piroclástica, compuesta por una nube turbulenta de gases y ceniza que con facilidad salen del valle, sobrepasan relieves importantes y afectan una mayor área. Estos flujos y oleadas destruyen y calcinan todo lo que encuentran a su paso (Tilling, 1989).

Flujos de lodo y escombros (lahares)

Los flujos de lodo y escombros o lahares son mezclas de partículas volcánicas de tamaños diversos movilizadas por el agua y que fluyen rápidamente (20-60 km/h) por valles y quebradas originados en los volcanes. Se generan en 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.

Los lahares viajan a lo largo de quebradas o ríos y eventualmente pueden salir de estos cauces en los abanicos de inundación, como ocurrió con los lahares que destruyeron la ciudad de Armero en Colombia, luego de la erupción del volcán Nevado del Ruiz en 1985 (Naranjo, et al., 1986; Thouret et al., 1990). El área afectada depende del volumen de agua y de materiales sueltos disponibles, así como de la pendiente y topografía. Normalmente destruyen todo a su paso, pueden alcanzar grandes distancias (>200 km), e incluso generar inundaciones cerca al cauce de ríos (Tilling, 1989).

Avalanchas de escombros

Las avalanchas de escombros son deslizamientos súbitos de una parte voluminosa de los edificios volcánicos. Se originan debido a factores de inestabilidad, tales como la elevada pendiente del volcán, presencia de fallas, movimientos sísmicos fuertes y explosiones volcánicas. Las avalanchas de escombros ocurren con poca frecuencia y pueden alcanzar decenas de kilómetros de distancia, se desplazan a gran velocidad, así por ejemplo en el caso del monte St. Helens, se estimaron velocidades del orden de 240 km/h (Glicken, 1996). Los mecanismos del colapso, transporte y emplazamiento, han sido mejor entendidos a partir de la erupción del volcán St. Helens (18 de mayo de 1980), donde se produjo el colapso sucesivo de tres bloques ubicados en el flanco norte del monte St. Helens. La avalancha de escombros tuvo un volumen estimado de 2.5 km³ y recorrió más de 24 km de la fuente (Brantley y Glicken, 1986; Glicken, 1996).

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 alto cizallamiento a la base, o la presencia de fluidos hidrotermales y/o magmáticos (Ui, 2000).

Las avalanchas de escombros entierran y destruyen todo lo que encuentran a su paso. Adicionalmente pueden generar lahares y crecientes, a partir del desagüe de agua represada por la avalancha (Tilling, 1989).

Gases volcánicos

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

Los gases volcánicos se diluyen y dispersan rápidamente, sin embargo pueden alcanzar concentraciones altas en las zonas bajas o depresiones muy cercanas al volcán, donde pueden generar intoxicación y muerte de personas y animales. Los gases también pueden condensarse y adherirse a partículas de ceniza, así como reaccionar con las gotas de agua y provocar lluvias ácidas que generan corrosión, daños en los cultivos, así como contaminación de aguas y suelos. Frecuentemente, los efectos nocivos están restringidos a un radio menor de 10 km (Tilling, 1989).

6.1. Escenarios eruptivos ante una posible erupción del complejo volcánico Ampato-Sabancaya

El estudio crono-estratigráfico, así como los trabajos previos de Juvigné et al. (1998) y Juvigné et al. (2008), han puesto en evidencia la ocurrencia de erupciones explosivas y efusivas del volcán Sabancaya durante el Holoceno. Por otro lado, el cartografiado geológico a nivel de detalle, las características geomorfológicas, así como recientes edades obtenidas para flujos de lava de la base y parte intermedia del volcán Ampato (217 ± 5 ka y 40 ± 3 ka respectivamente), sugieren que este volcán se edificó durante el Pleistoceno superior. Finalmente, se debe señalar que el domo-colada que se emplaza en el sector norte del Ampato, no ha sido afectado por la erosión glacial, por lo que posiblemente se emplazó durante el Holoceno.

Lo antes mencionado sugiere que durante el Holoceno inferior, se produjeron las últimas fases eruptivas del Ampato, así como las primeras fases eruptivas del volcán Sabancaya. Por estas consideraciones, además de la cercanía geográfica de ambos edificios, en el presente trabajo los escenarios generadores de peligros se han elaborado para ambos volcanes.

En el volcán Ampato se han identificado flujos de lava en bloques; depósitos de flujos piroclásticos de pómez y ceniza, así como depósitos de caída de lapilli pómez y bloques de pómez, ambos asociados a erupciones plinianas. También hemos identificado depósitos de flujos piroclásticos de escoria y ceniza; así como depósitos de flujo piroclástico de bloques y ceniza, asociado al colapso de domos. Al sur del volcán Ampato se han reconocido secuencias de depósitos de lahar, bastante compactadas, originados posiblemente durante el Pleistoceno tardío.

En el volcán Sabancaya se han identificado 42 flujos de lava diferentes (Bulmer et al., 1999), también depósitos de caída de ceniza asociados a erupciones vulcanianas, alrededor de 15 durante el Holoceno y 3 en época histórica. En quebradas alledañas

también se han encontrado depósitos de lahar de volumen moderado, que se han asociado a este volcán.

Para la elaboración de los escenarios eruptivos se han considerado la presencia de los depósitos antes descritos, así como los siguientes aspectos:

- Los dinanismos eruptivos, es decir los tipos de erupciones que podrían darse en el complejo volcánico Ampato-Sabancaya.
- La magnitud de las erupciones, establecida en función del trabajo de campo y de la distribución de los productos volcánicos.
- El comportamiento de otros volcanes peruanos, considerados como «análogos» al Ampato-Sabancaya, tales como el Ubinas.

Adicionalmente, se consideró la presencia de casquete glaciar en las partes altas de los volcanes Sabancaya, Ampato y Hualca Hualca, a partir del cual se podrían generar lahares durante una erupción volcánica. El casquete glaciar es de regular volumen, especialmente en el Ampato y Hualca Hualca. Sin embargo es frecuente la presencia de nieve, especialmente durante las estaciones lluviosas, que ocurren entre los meses de diciembre y marzo. Según estimaciones realizadas por Alcalá (2007), la superficie glaciar total en el año 2000 en los tres volcanes antes mencionados se estimó en 13,4 Km² y el volumen medio que obtuvieron fue de 1,68 km³. Este volumen es importante y puede generar lahares durante una erupción del Sabancaya o Ampato, como ya ocurrió en 1990 y 1995 (GVP).

Se definieron 5 escenarios eruptivos ante una posible erupción del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, los cuales se detallan a continuación.

Primer escenario: Erupción vulcaniana (VEI 1-2)

Las erupciones vulcanianas son erupciones explosivas que emiten materiales juveniles, como ceniza, proyectiles balísticos, bloques, bombas y eventualmente lapilli de pómez. Las explosiones se dan en intervalos de minutos a horas e incluso días, luego de las explosiones se generan columnas eruptivas de menos de 20 km de altura (Sigurdsson, (2000). Para efectos de este trabajo, consideramos columnas eruptivas menores de 8 km.

En el sur del Perú, los volcanes Misti, Ubinas y Sabancaya han presentado erupciones vulcanianas (Thouret et al., 2001; Rivera et al., 2010; Mariño et al., 2012). La última erupción del volcán Sabancaya, ocurrida entre 1987 y 1998, presentó dinanismos de tipo vulcaniano, la ceniza fué dispersada entre 20 y 30 km al este del volcán y luego de las explosiones se expulsaron proyectiles balísticos (Guillande et al., 1992; Thouret et al., 1994; figura 5.1).

Erupciones vulcanianas han sido frecuentes en el Sabancaya durante el Holoceno. Estudios de tefrocronología realizados por Juvigné et al. (2008) y Juvigné et al. (1998), permitieron identificar por lo menos tres depósitos de ceniza que guardan similitud con

la ceniza de la erupción del volcán Sabancaya de 1987-1998. Estas cenizas han sido emplazadas hace aproximadamente 4500 ± 125 , 2050 ± 70 y 1790 ± 110 años AP.

Por otro lado, los depósitos de caída de ceniza identificados en las calicatas Sallalli I, II y III, y Colihuri, poseen similitudes de espesor, granulometría y mineralogía, con respecto a las cenizas emitidas durante la erupción del volcán Sabancaya de 1987-1998. Por tanto pensamos que se trató de erupciones de tipo vulcaniano con VEI 1-2.

En la calicata Sallalli II se identificaron 6 depósitos de ceniza, emplazados en los últimos 4000 años y en la calicata Colihuri se tienen 15 depósitos de caída de ceniza, depositados en los últimos 3000 años aproximadamente.

Por lo antes citado, se concluye que la posibilidad de ocurrencia de erupciones vulcanianas en el Sabancaya es alta. Estas ocurren cada 100 a 200 años aproximadamente.

También es frecuente la formación de lahares en este tipo de erupciones, sobre todo en volcanes que poseen casquetes glaciares, y en regiones que presentan fuertes precipitaciones. Esto sucedió en la última erupción del volcán Sabancaya (1987-1998), donde se generaron lahares en quebradas aledañas al volcán Sabancaya, Ampato y Hualca Hualca, en noviembre 1990 y mayo 1995 (GVP). Algunos lahares alcanzaron el río Colca, situado a más de 15 km al norte del cráter del Sabancaya (figura 5.3). Se trató de lahares de pequeño volumen, posiblemente de 0.5 a 1 millón de m^3 .

Asimismo en las quebradas que bajan por los flancos sureste y suroeste del Sabancaya, se han encontrado secuencias de lahares con espesores individuales centimétricos a decimétricos (figuras 3.18-3.19). Estos lahares posiblemente estén asociados a las erupciones vulcanianas ocurridas durante el Holoceno y época histórica del volcán Sabancaya.

Durante erupciones vulcanianas moderadas (VEI 2), también pueden generarse flujos piroclásticos de poco volumen y limitado alcance.

Segundo escenario: Erupción vulcaniana o sub-pliniana (VEI 3)

Durante las erupciones de tipo sub-pliniano y vulcaniano con VEI 3, las columnas eruptivas alcanzan entre 3 y 15 km de altura sobre el cráter, y emplazan caídas de ceniza y flujos piroclásticos. Para este trabajo, en este escenario se han considerado columnas eruptiva de entre 8 y 15 km de alto. La ceniza puede ser dispersada a algunas decenas de kilómetros de distancia, e incluso sobrepasar fácilmente los 30 km, como ocurrió durante la erupción del volcán Nevado del Ruiz (1985, VEI 3), donde las isópacas de 1 cm alcanzaron hasta 35 km de distancia de la fuente (Naranjo et al., 1986). En este tipo de erupciones los flujos piroclásticos de pómez y ceniza son canalizados en quebradas y valles aledaños al volcán.

Algunos volcanes del sur del Perú han presentado este tipo de evento. El volcán Ubinas presentó este tipo de actividad el año 1667 d.C., cuyo VEI fue 3 (Rivera et al., 1998; Thouret et al., 2005). Se han encontrado afloramientos de flujos piroclásticos asociados a esta erupción a 3 km del cráter. Sin embargo, dependiendo de la topografía del terreno, estos flujos pueden alcanzar mayor distancia. Por ejemplo los flujos piroclásticos de la erupción del volcán Tungurahua de agosto 2006, alcanzaron entre 7 y 8 km de distancia (Aguilera y Dueñas, 2007; Kelfoun et al., 2009).

En el volcán Sabancaya no se han encontrado depósitos asociados a erupciones subplinianas o vulcanianas con VEI 3, en cambio si en el volcán Ampato. Una secuencia de caídas de lapilli pómez, de color gris oscuro y de algunos decímetros de espesor han sido ubicados alrededor de 12 km al sur y suroeste del Ampato. Así mismo, depósitos de flujos piroclástico de escoria asociado a este volcán ha sido ubicado entre 9 y 10 km al sur del cráter, donde posee cerca de 0.8 m de espesor. También al suroeste del Ampato, entre 10 y 13 km de distancia, afloran bloques de escoria. Estos depósitos piroclásticos posiblemente hayan sido emplazados por erupciones vulcanianas o sub-plinianas con VEI 3.

La posibilidad de ocurrencia de erupciones vulcanianas y sub-plinianas con VEI 3, es baja en el complejo volcánico Ampato-Sabancaya. Este tipo de erupciones ocurren en intervalos de algunos miles de años.

Las erupciones vulcanianas y sub-plinianas (VEI 3), también pueden generar lahares, especialmente si los flujos y oleadas piroclásticas se emplazan sobre casquetes glaciares y originan la fusión de hielo y nieve (Major y Newhall, 1987), como ocurrió durante la erupción del volcán Nevado del Ruiz en 1985, que tuvo un VEI 3 (Pierson et al., 1990). Se estimó que el casquete glaciar del Nevado del Ruiz, sufrió una disminución de 8 y 10 %, produciendo una serie de flujos de escombros, cuyo volumen total se estimó en 60 millones de m³ (Naranjo et al., 1986; Thouret et al., 1990; Thouret et al., 2007). Un fenómeno similar puede ocurrir debido al emplazamiento de depósitos piroclásticos sobre el casquete glaciar del volcán Sabancaya, durante una erupción con VEI 3. También se pueden originar lahares durante fuertes precipitaciones en los flancos de los volcanes Sabancaya, Ampato y Hualca Hualca.

Tercer escenario: Erupción pliniana (VEI 4-5)

Las erupciones plinianas son las más violentas, debido a que el magma posee alto contenido de gases y se emite un gran volumen de material piroclástico. Las columnas eruptivas pueden alcanzar alturas mayores a los 20 km y los materiales emitidos pueden afectar más de 800 km² (Cas y Wright, 1987). En el presente trabajo, para este escenario se han considerado alturas mayores de 15 km. Durante estas erupciones se generan voluminosas caídas de lapilli de pómez y ceniza, así como flujos piroclásticos de pómez y ceniza, y oleadas piroclásticas. También es frecuente encontrar lahares asociados a este tipo de erupciones, los mismos que alcanzan decenas a cientos de kilómetros.

En el sur del Perú, los volcanes Misti, Ubinas, Ticsani, Huaynaputina y Ampato han presentado este tipo de erupciones (Thouret et al., 2001; Rivera et al., 1998; Mariño, 2002; Mariño y Thouret, 2003; Thouret et al., 1999). La erupción de hace 2050 años AP, del volcán Misti fue de tipo pliniano (VEI 4), los depósitos de caída de pómez afloran en toda el área de Arequipa, a más de 20 km del cráter del volcán, los flujos piroclásticos de pómez y ceniza poseen espesores métricos a más de 11 km del cráter y los depósitos de los lahares alcanzaron más de 20 km de distancia (Thouret et al., 2001). Por su parte, la erupción pliniana del volcán Ticsani (VEI 4), emplazó depósitos de caída de a más de 50 km del cráter (Mariño, 2002; Mariño y Thouret, 2003). En el volcán Ubinas la última erupción pliniana ocurrió hace 980 años AP, y emplazó depósitos de caída de ceniza de hasta 25 cm de espesor a más de 40 km del cráter (Rivera et al., 1998; Thouret et al., 2005).

No se han encontrado depósitos asociados a erupciones plinianas del volcán Sabancaya, pero si varios asociados al volcán Ampato. Una secuencia conformada por 4 caídas de pómez riolítico aflora a 10 km al suroeste del Ampato, donde poseen entre 0.5 y 2 m de espesor. Adicionalmente, el depósito de caída de pómez “Corinta” posee más de 2 m de espesor a 12 km al suroeste de dicho volcán. Asimismo, en el mismo sector, aflora el depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza “Ladrillo”, donde posee alrededor de 1 m de espesor. La posibilidad de ocurrencia de erupciones plinianas es baja en el complejo volcánico Ampato-Sabancaya. Este tipo de erupciones ocurren en intervalos de varios miles de años.

Las erupciones plinianas también pueden generar lahares, especialmente si los flujos y oleadas piroclásticas se emplazan sobre casquetes glaciares y originan la fusión de hielo y nieve (Major & Newhall, 1989). Durante una erupción pliniana del volcán Ampato, los flujos piroclásticos pueden alcanzar los flancos de los volcanes Ampato y Sabancaya. Según Alcalá (2007), el volumen medio del casquete glaciar en los tres volcanes antes mencionados, fue de $1,68 \text{ km}^3$ durante el 2000. Este volumen del glaciar es importante y fácilmente se pueden generar lahares durante una erupción pliniana. También se pueden originar lahares posterior al emplazamiento de los depósitos piroclásticos, durante las temporadas de fuertes precipitaciones, que se dan entre los meses de diciembre y marzo en la región sur del Perú.

Durante una erupción pliniana, el alcance de los lahares sería regional, como ocurrió durante la erupción pliniana del volcán Huaynaputina del año 1600 d.C., donde los lahares llegaron hasta el Océano Pacífico, luego de recorrer más de 120 km de distancia (Thouret et al., 1999).

Cuarto escenario: Erupción efusiva

Erupciones efusivas en el volcán Sabancaya han sido frecuentes, ya que este edificio es eminentemente lávico. Los flujos de lava emitidos por el volcán han alcanzado distancias máximas de entre 6 y 7 km de la fuente, sin embargo muchas de ellas solo recorrieron entre 2 y 3 km de distancia (figura 3.1). La posibilidad de ocurrencia de una erupción efusiva del Sabancaya es alta.

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

No se han encontrado depósitos de avalanchas de escombros asociados a los volcanes Sabancaya y Ampato. Sin embargo, depósitos de avalanchas de escombros se han identificado en varios volcanes del sur del Perú, como en el Ticsani, Misti y Ubinas (Mariño, 2002; Mariño y Thouret, 2003; Rivera et al., 1998; Thouret et al., 2001). El depósito de avalancha de escombros del volcán Ticsani, cubrió aproximadamente 70 km² y alcanzó cerca de 40 km de distancia, luego del cual se transformó (evolucionó) en un flujo de escombros, canalizándose por el río Tambo hasta llegar al Océano Pacífico, situado a más de 150 km de distancia (Mariño, 2002). En el volcán Ubinas se han encontrado hasta dos depósitos de avalanchas de escombros, emplazados durante el Pleistoceno superior (> 340 ka) y Holoceno (3670 ± 60 años), que alcanzaron 10 y 4.5 km de distancia respectivamente (Rivera et al., 1998; Thouret et al., 2005).

Por las características geomorfológicas del edificio volcánico Sabancaya, es muy poco probable que ocurra una avalancha de escombros en este volcán. Sin embargo, si es posible que ocurra este tipo de fenómenos en el estrato-volcán Ampato. Este volcán presenta flancos de fuerte pendiente (20 a 50°), así como sectores con rocas bastante alteradas e hidrotermalizadas.

La posibilidad de ocurrencia de avalanchas de escombros en el Ampato es baja, ya que no se ha encontrado en el registro geológico. En los volcanes Misti y Ubinas, las avalanchas de escombros ocurren en intervalos de varios miles de años.

VII. MAPA DE PELIGROS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO-SABANCAYA

Para la delimitación de las zonas de alcance de los flujos piroclásticos y de los lahares se utilizó el programa LAHARZ (Iverson et al., 1998; Schilling, 1998). Este programa se ejecuta dentro de un Sistema de Información Geográfica (GIS) y un modelo digital de elevación (DEM). El DEM empleado ha sido elaborado en base a mapas topográficos a escala 1/100,000. También se consideran para los lahares varios escenarios de volúmenes previamente establecidos, y para los flujos piroclásticos y avalanchas de escombros, el concepto de cono de energía (Malín y Sheridan, 1982).

Se han elaborado 3 mapas de peligros, mapa principal para peligros múltiples de la zona proximal (figura 7.2), mapa de peligros por lahares distales y avalanchas de escombros (figura 7.3), y mapa de peligros por caídas piroclásticas (figura 7.4). Finalmete, todos estos mapas han sido integrados para una mejor visualización en un formato A0 (figura 7.7).

7.1. Mapa de peligros principal para peligros múltiples

La zonificación de peligros del mapa principal se realizó para peligros múltiples, es decir para el emplazamiento de flujos piroclásticos, flujos de lava y proyectiles balísticos, mientras que para la zona distal se consideró únicamente el emplazamiento de lahares. El mapa tiene una escala 1/50,000.

Las zonas de alto, moderado y bajo peligro determinadas para la zona proximal (flujos piroclásticos, flujos de lava y proyectiles balísticos) y las zonas de bajo, moderado y alto peligro determinadas para lahares de la zona distal fueron integradas, producto del cual se tiene el mapa principal que considera peligros múltiples (figura 7.2).

Zonificación de peligros de la zona proximal

Para la delimitación del alcance de los flujos piroclásticos en los flancos del complejo volcánico se empleó la metodología denominada “cono de energía” (Malin y Sheridan, 1982), que ha sido bastante utilizado para definir las zonas de peligro proximales alrededor de un volcán. Este método postula que el alcance horizontal (L) de un flujo piroclástico es función de la diferencia de alturas (H) entre el punto de generación del flujo y el punto de depósito (Figura 7.1). La relación H/L es un indicador de la movilidad del flujo, así para una relación H/L cercano a 0.1 los flujos poseen gran movilidad y por tanto alcanzan mayor distancia, mientras que para una relación H/L cercana a 0.3 poseen poca movilidad. Los alcances de los flujos piroclásticos se determinaron con el programa LAHARZ.

Para realizar el modelamiento con el software LAHARZ se deben introducir previamente dos parámetros: el coeficiente H/L y una altura H_0 , este último es la altura en metros, sobre el cráter desde donde descienden los flujos piroclásticos.

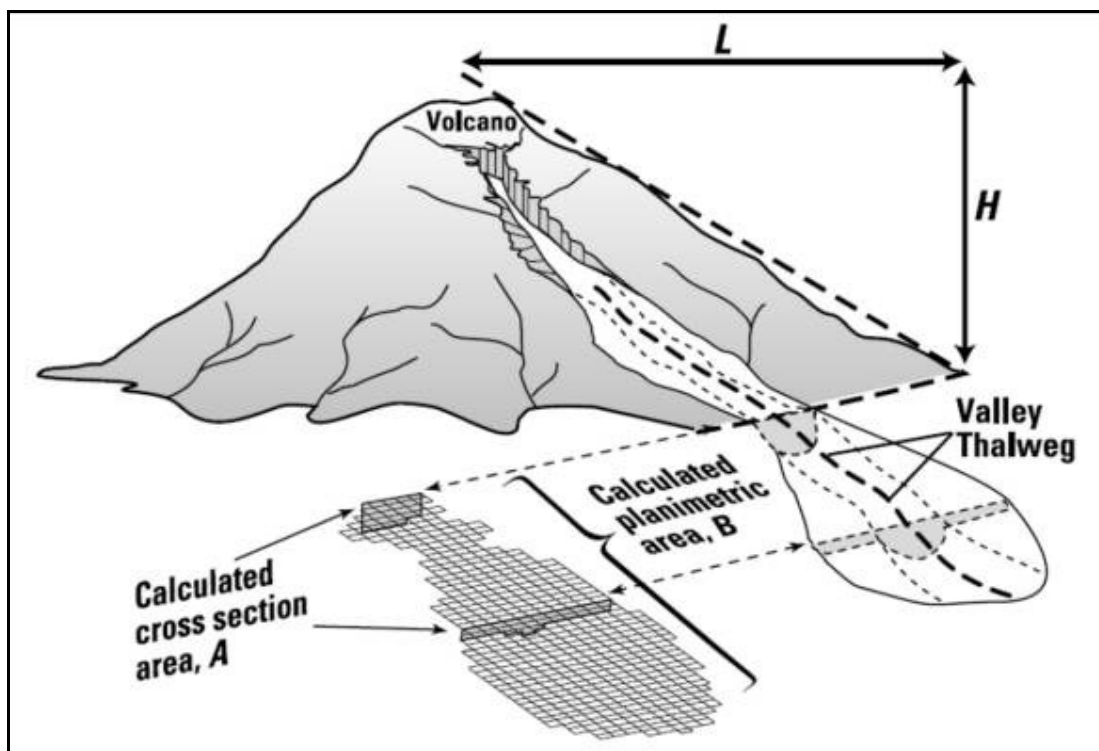


Figura 7.1. Relaciones entre la zona de peligro proximal alrededor de un volcán y las áreas, en sección transversal (A) y planimétrica (B), inundadas por un evento lahárico (Schilling, 1998).

Zona de alto peligro (rojo)

Para delimitar la zona de alto peligro, se consideró el valor 0.35 para la relación H/L y 250 para el valor de H_0 . Estos valores son frecuentes para flujos piroclásticos de escoria de tamaño pequeño, generados durante erupciones con VEI 1 a 2, que es nuestro Escenario 1 (erupción vulcaniana). Se consideró como centro de emisión el cráter del volcán Sabancaya, ya que la probabilidad de ocurrencia de erupciones vulcanianas es bastante alta en este volcán, debido a que ocurrió de manera recurrente durante el Holoceno y época histórica. Incluso la última erupción (1987-1998) fue de tipo vulcaniano (Thouret et al., 1994).

Los límites de los flujos piroclásticos se encuentran entre 1.5 y 3.5 km de distancia del cráter (figura 7.2). Las mayores distancias se encuentran en los flancos sureste, este y noreste, mientras que las menores distancias están hacia los flancos suroeste y este del Sabancaya. Esto se explica por la morfología del volcán.

Estos son alcances bajos, son frecuentes en erupciones vulcanianas pequeñas. Por ejemplo durante la erupción del volcán Reventador de 1976, se generaron flujos

piroclásticos que se emplazaron sobre el fondo del anfiteatro, recorriendo pocos kilómetros de distancia (Aguilera et al., 1988).

Los límites de la zona de alto peligro obtenido también coinciden con el alcance de un gran número de flujos de lavas del Sabancaya, posiblemente las más viscosas, que se encuentran entre los 2 y 3 km de distancia desde su punto de emisión (figura 3.1). Por otro lado, los proyectiles balísticos generados durante erupciones vulcanianas (VEI 1-2), han alcanzado distancias limitadas a las zonas muy próximas al cráter, típicamente menores a 3 km, en varios volcanes del sur del Perú. Por ejemplo durante la erupción del volcán Ubinas 2006-2008, el alcance máximo de proyectiles balísticos fue cercano a 2 km (Rivera et al., 2010; Mariño et al., 2012), y durante la última erupción del volcán Sabancaya 1987-1998, alcanzó menos de 1 km (Thouret et al., 1994).

En resumen la zona de alto peligro (rojo, figura 7.2), puede ser afectada por flujos piroclásticos, generados durante erupciones pequeñas a moderadas con VEI 1-2, por flujos de lava muy viscosas y por proyectiles balísticos.

Zona de moderado peligro (naranja)

Para delimitar la zona de moderado peligro, se consideró el valor 0.30 para la relación H/L y 500 el valor de H_0 . Estos valores son frecuentes para flujos piroclásticos de escoria de tamaño mediano, generados durante erupciones con VEI 3, que es nuestro Escenario 2. En el gráfico de Sigurdsson (2000), que relaciona la altura H versus distancia recorrida (L) para varios flujos piroclásticos, el valor de H/L para flujos densos se encuentra entre 0.2 y 0.5. En este escenario también se consideró como centro de emisión el cráter del volcán Sabancaya.

Se consideró este escenario ya que encontramos depósitos de flujos piroclásticos de escoria al sur y suroeste del volcán Ampato. También erupciones de este tipo han sido frecuentes en algunos volcanes del sur peruano, como la erupción del volcán Ubinas del año 1667 d.C., que emplazó flujos de escoria (VEI 3, Rivera et al., 1998; Thouret et al., 2005).

Los límites de los flujos piroclásticos se encuentran entre 5 y 6 km en los flancos sureste, este y noreste; entre 3 y 4.5 en los flancos noreste y norte; y menos de 2 km en el flanco sureste (figura 7.2). En este último caso la distancia alcanzada es menor ya que es limitada por el flanco noreste del volcán Ampato, que actúa como una “barrera” topográfica.

Los límites de la zona de moderado peligro también coincide con los máximos alcances de algunos flujos de lava emitidos por el volcán Sabancaya, que se encuentran alrededor de 6 km de distancia desde su punto de emisión. Por otro lado, el alcance máximo de proyectiles balísticos se encuentran dentro de un radio menor a 5 km (Blong, 1984). Esta distancia se encuentra dentro de los límites de la zona de moderado peligro.

En resumen, la zona de moderado peligro (naranja, figura 7.2), puede ser afectada por flujos piroclásticos generados durante erupciones con VEI 3, por flujos de lavas menos viscosas que poseen mayor movilidad, y por proyectiles balísticos.

Zona de bajo peligro (amarillo)

Para delimitar la zona de bajo peligro, se consideró el valor 0.20 para la relación H/L y 500 el valor de H_0 . Valores cercanos a 0.2 del coeficiente H/L , son frecuentes para flujos piroclásticos de pómez y ceniza, originados durante erupciones plinianas (VEI 4-5), que es nuestro Escenario 3. En el gráfico de Sigurdsson (2000), que relaciona la altura (H) versus distancia recorrida (L) para flujos piroclásticos, el valor de H/L para flujos piroclásticos se encuentra entre 0.2 y 0.5. Se escogió el menor valor, que es 0.2, debido a que este tipo de flujos piroclásticos poseen alta movilidad. En este escenario se ubicó el centro de emisión en la cumbre del volcán Ampato, debido a que se han encontrado depósitos de caída de pómez ("Corinta" y 4 caídas riolíticas) y depósitos de flujos piroclásticos de pómez y ceniza ("ladrillo"), que habrían sido emplazados por erupciones plinianas. Por otro lado, no hemos encontrado depósitos piroclásticos asociados a erupciones plinianas en el volcán Sabancaya.

Los límites de los flujos piroclásticos se encuentran entre 9 y 12 km en los flancos suroeste, oeste, sur, sureste, este y noreste del volcán Ampato; y menos de 7 km en el sector norte (figura 7.2). El menor alcance en la zona norte se debe a la presencia del flanco sur del Hualca Hualca, que forma una barrera topográfica.

Los alcances antes descritos coincide con el alcance del flujo piroclástico de pómez y ceniza "Ladrillo", que llegó alrededor de 10 km de distancia hacia el SE. También varias erupciones plinianas con VEI 4-5, de volcanes del sur del Perú han recorrido distancias similares. Por ejemplo los flujos piroclásticos de pómez y ceniza de la erupción del volcán Misti de hace 2050 años AP, alcanzaron alrededor de 12 km de distancia (Thouret et al., 2001).

En resumen la zona de bajo peligro (amarillo, figura 7.2), puede ser afectada por flujos piroclásticos de pómez y ceniza generados durante erupciones plinianas (VEI 4-5). La probabilidad de ocurrencia de este tipo de erupciones es muy baja, ocurren en un rango de varios miles de años.

7.2. Zonificación de peligros por lahares y avalanchas de escombros

La zonificación de las áreas de inundación por flujos de lodo (lahares) para el complejo Ampato-Sabancaya, fue realizado por Bellot (2011), utilizando el programa LAHARZ (Iverson et al., 1998; Schilling, 1998). Este programa correlaciona el volumen de un evento lahárico y el área planimétrica y en sección transversal inundadas por un lahar (figura 7.1).

Los volúmenes de los eventos laháricos escogidos por Bellot (2011) fueron de 1, 5, 10 y 20 millones de m^3 . Para fines de este mapa de peligros se utilizaron volúmenes de 5, 10 y 20 millones de m^3 . En los drenajes de interés ubicó las celdas de inicio y de fin donde el programa realizó los cálculos. La celda de inicio es ubicada dentro de la zona proximal (cono de energía) y la celda final es ubicada aguas abajo, hasta donde se desea realizar el modelamiento.

En el sur del Perú se han realizado pocas estimaciones de volúmenes de lahares, solo se tienen cálculos para quebradas que descienden por los flancos del volcán Misti, además del río Chili que discurre entre los volcanes Misti y Chachani (Delaite et al., 2005). En dicho volcán, volúmenes máximos de lahares del orden de 1.5 a 4 millones de m^3 , son frecuentes, ocurren cada 300 a 1000 años aproximadamente y estarían asociados a erupciones moderadas (VEI 1-2); y lahares con volúmenes máximos del orden de 9 a 10 millones de m^3 , son menos frecuentes, ocurren cada 1 a 5 mil años y estarían asociados a erupciones grandes (VEI ≥ 3 ; Delaite et al., 2005; Vargas et al., 2010).

Los volúmenes antes indicados fueron tomados como referencia para escoger los volúmenes para el mapa de peligros por lahares del complejo volcánico. Se escogió un volumen de 5 millones de m^3 , para lahares de poco volumen y que son más frecuentes, y un volumen de 10 millones de m^3 , para lahares de importante volumen y que son menos frecuentes.

Por otro lado, Alcalá (2007) estimó que el año 2000 el volumen del casquete glaciar de los volcanes Hualca Hualca, Ampato y Sabancaya, era de 1,68 km^3 . Las imágenes de satélite muestran que el área de cobertura glaciar del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, representa aproximadamente el 50% de cobertura de los tres volcanes. Por ello, si consideramos que el casquete glaciar del complejo volcán Ampato-Sabancaya representa también el 50% del volumen antes mencionado, el casquete glaciar en dicho complejo volcánico tendría un volumen aproximado de 0.84 km^3 . Si asumimos que durante una erupción sub-pliniana del volcán Ampato, se fundiera cerca del 10% de hielo y nieve, como ocurrió durante la erupción del volcán Nevado del Ruiz del año 1985 (Naranjo, et al., 1986; Thouret et al., 1990; Thouret et al., 2007), en el Ampato podrían generarse lahares con un volumen total de hasta 84 millones de m^3 . Por lo indicado, se escogió un volumen de 20 millones de m^3 , para los lahares de gran volumen. La posibilidad de que ocurran este tipo de eventos es muy baja.

Debido a que las erupciones explosivas del complejo volcánico han emplazado depósitos piroclásticos en zonas proximales y distales, el modelamiento se realizó sobre las principales quebradas ubicadas en los flancos de los volcanes Sabancaya, Ampato y

Hualca Hualca (figura 7.3). Se escogió la cabecera de cada quebrada, es decir la zona proximal roja, pero el objetivo de esta etapa es la delimitación de las zonas de inundación por lahares en las zonas distales.

En el volcán Sabancaya se escogieron 4 quebradas, Mollevaya, Colihuiri, Sallalli y Sahuancaya-Pujro Huayjo. En el volcán Ampato se escogieron 5 quebradas, Jaruma-Cabana-Pujio, Colquemarca-Tungapujio-Baylillas, Collo-Chacramayo, Vizcachane y Cabadillayoc. En el volcán Hualca Hualca se escogieron 4 quebradas, Pungo-Hualca Hualca, Huayuray, Japo y huancané. También se realizó el modelamiento en 3 ríos ubicados a más de 20 km del complejo volcánico, los ríos La Mina y Torrejaja al sur, y el río Colca al norte. Este escenario es válido ya que en 1990, durante la última erupción del Sabancaya, fueron reportados lahares que llegaron hasta el río Colca, situado a más de 15 km al norte del complejo volcánico Ampato-Sabancaya (figura 7.3).

En el mapa de peligros por lahares (figura 7.3), la zona roja es considerada la zona de alto peligro, y corresponde a áreas que pueden ser afectadas por lahares de hasta 5 millones de m^3 , que podrían estar asociados a erupciones de baja a moderada magnitud (VEI 1-2). La zona naranja, denominada de moderado peligro, puede ser afectada por lahares de 10 millones de m^3 y la zona amarilla, es considerada de bajo peligro, y puede ser afectada por lahares de 20 millones de m^3 . Los lahares de 10 y 20 millones de m^3 , podrían estar asociados a erupciones de gran magnitud (VEI ≥ 3), debiendo recalcar que la posibilidad de ocurrencia de tales erupciones es baja a muy baja.

Finalmente, en este mapa se muestra el alcance de avalanchas de escombros generados por el colapso del volcán Ampato (figura 7.3). Se consideró este escenario debido a que el edificio volcánico Ampato posee flancos de fuerte pendiente y presenta sectores con rocas bastante hidrotermalizadas. Lo que no ocurre con el edificio volcánico Sabancaya. Durante el cartografiado geológico no se han encontrado depósitos de avalanchas de escombros asociados a los volcanes Ampato y Sabancaya.

Para delimitar el alcance de la avalancha de escombros se utilizó el programa LAHARZ, que utiliza el concepto de "cono de energía" (Malin y Sheridan, 1982), cuya metodología ha sido explicada en el acápite 6.1.1. Para ello se consideró el valor 0.15 para la relación H/L. Según Siebert et al. (1987), valores de 0.05 a 0.18 del coeficiente H/L, son característicos de avalanchas de escombros.

Bajo estos parámetros el límite de la avalancha de escombros alcanza su mayor distancia hacia el sector suroeste del Ampato, donde recorre entre 18 y 20 km. Hacia el sureste, este y oeste, alcanza entre 10 y 12 km de distancia. En el sector noreste el volcán Sabancaya actúa como una barrera topográfica e impide el desplazamiento de la avalancha (figura 7.3).

7.3. Mapa de peligros por caídas piroclásticas

El mapa de peligros por caídas piroclásticas para el complejo volcánico Ampato-Sabancaya, se ha dividido en tres zonas. Zonas de alto peligro en rojo, zonas de moderado peligro en naranja y zona de bajo peligro en amarillo (figura 7.4).

Para la zonificación de peligros se consideraron tres escenarios: erupciones vulcanianas con VEI 1-2, vulcanianas y sub-plinianas con VEI 3, y erupciones plinianas con VEI 4-5. En el volcán Sabancaya no se han encontrado depósitos piroclásticos asociados a erupciones sub-plinianas y vulcanianas con VEI 3, y tampoco a erupciones plinianas con VEI 4-5, pero sí en el volcán Ampato. También varios volcanes del sur del Perú han tenido erupciones plinianas con VEI 4-5.

Actualmente no se cuenta con un mapa de isópacas para los depósitos de caída de pómez del volcán Ampato, debido a que son probablemente antiguos y no afloran, motivo por el cual se tomaron mapas de isópacas de erupciones similares de otros volcanes.

También se tuvo en cuenta las direcciones predominantes de vientos, ya que estas controlan la dirección preferente de dispersión de las cenizas. Las direcciones de vientos fueron determinadas mediante el análisis de datos NCEP/NCAR, para el periodo 1979-1998, por especialistas del Instituto Geofísico del Perú (figuras 7.5-7.6, Yamina Silva, IGP, comunicación escrita, 2007. Para el escenario vulcaniano con VEI 1-2, se utilizaron direcciones de vientos a 5865, 9690 y 10960 msnm., y para escenarios vulcaniano y sub-pliniano (VEI 3), así como pliniano (VEI 4-5), se utilizaron direcciones de vientos a 12445, 16645, 20662 y 26415 msnm. Durante el año se tienen dos direcciones preferentes, entre abril y octubre se dirigen hacia el este, sureste y noreste, y entre noviembre y marzo se dirigen principalmente en dirección suroeste y oeste.

Zona de alto peligro (rojo)

La zona de alto peligro, es el área proximal y se halla aproximadamente dentro de los 10 km de distancia del complejo volcánico.

Durante erupciones vulcanianas con VEI 2, esta área puede ser afectada por caídas de ceniza de algunos centímetros de espesor. Está basado en la dispersión de cenizas de erupciones vulcanianas de los volcanes Sabancaya, Ubinas y Misti. Durante la erupción del volcán Sabancaya de 1987-1998 (VEI 2), a 10 km de distancia se emplazaron caídas de ceniza de 1 cm de espesor hacia el este (figura 5.1; Thouret et al., 1994). En la erupción del volcán Ubinas del 2006-2008 (VEI 2), a 10 km de distancia se emplazaron caídas de ceniza de entre 0.5 y 1 cm de espesor (Rivera et al., 2010; Mariño et al., 2012). En la erupción vulcaniana del volcán Misti del Siglo XV (VEI 2), a 10 km de distancia se emplazaron caídas de ceniza de aproximadamente 4 cm de espesor (Suní, 1999; Thouret et al., 2001).

Durante erupciones vulcanianas o sub-plinianas con VEI 3, esta área puede ser afectada por caídas de ceniza y lapilli pómez de varios centímetros de espesor. Está basado en el

mapa de isópacas de la erupción del volcán Nevado del Ruiz de 1985 (VEI 3, Naranjo et al., 1986), que a 10 km de distancia emplazó caídas de ceniza de 7 cm de espesor. También durante la erupción del volcán Tungurahua de agosto 2006, de VEI 3, se reportaron espesores de caídas de ceniza de entre 4 y 5 cm a 10 km de distancia del cráter (Eychenne et al., 2012)

Durante erupciones plinianas con VEI 4-5, esta área puede ser afectada por caídas de lapilli y bloques de pómez de varios decímetros a algunos metros de espesor. Está basado en la dispersión de caídas piroclásticas de erupciones plinianas (VEI 4) de los volcanes Misti y Ticsani. La erupción del volcán Misti de 2050 años AP (VEI 4), a 10 km de distancia emplazó caídas de lapilli pómez de entre 30 y 40 cm de espesor (Suni, 1999; Thouret et al., 2001). La erupción del volcán Ticsani de 11000 años AP (VEI 4), emplazó caídas de ceniza de alrededor de 3 m de espesor a 10 km del cráter (Mariño, 2002; Mariño y Thouret, 2003).

En resumen, la zona de alto peligro (figura 7.4) puede ser afectada por caídas de ceniza de algunos centímetros de espesor durante erupciones pequeñas a moderadas (VEI 1-2), por caídas de ceniza de varios centímetros de espesor en erupciones medias (VEI 3), y por caídas de lapilli y bloques de pómez de varios decímetros a algunos metros de espesor en erupciones grandes (VEI 4-5).

Zona de moderado peligro (naranja)

La zona de moderado peligro se halla aproximadamente entre los 10 y 30 km de distancia del complejo volcánico.

Durante erupciones vulcanianas con VEI 1-2, esta área puede ser afectada por caídas de ceniza de algunos milímetros de espesor. Está basado en la dispersión de cenizas de la erupción vulcaniana del volcán Sabancaya de 1987-1998 (VEI 2), donde caídas de ceniza de 1 mm alcanzaron cerca de 30 km de distancia del cráter en dirección este (figura 5.1; Thouret et al., 1994).

Durante erupciones vulcanianas o sub-plinianas con VEI 3, esta área puede ser afectada por caídas de ceniza de algunos centímetros de espesor. Está basado en el mapa de isópacas de las erupciones de los volcanes Nevado del Ruiz de noviembre 1985 y Tungurahua de agosto 2006 (VEI 3, Naranjo et al., 1986; Eychenne et al., 2012). En el caso del volcán Nevado del Ruiz, a 30 km de distancia emplazó caídas de ceniza de cerca de 2 cm de espesor; y en el caso del volcán Tungurahua se reportaron espesores de 0.7 a 0.8 cm a la misma distancia.

Durante erupciones plinianas con VEI 4-5, esta área puede ser afectada por caídas de ceniza, lapilli y bloques de pómez, de varios a decímetros de espesor. Está basado en la dispersión de caídas piroclásticas de erupciones plinianas (VEI 4) de los volcanes Misti y Ticsani. La erupción del volcán Misti de 2050 años AP (VEI 4), a 30 km de distancia emplazó caídas de lapilli pómez de entre 4 y 5 cm de espesor (Suni, 1999; Thouret et al., 2001). La erupción del volcán Ticsani de 11000 años AP (VEI 4), emplazó caídas de ceniza

de alrededor de 50 cm de espesor a 30 km del cráter (Mariño, 2002; Mariño y Thouret, 2003).

En resumen, la zona de moderado peligro (figura 7.4), puede ser afectada por caídas de ceniza de algunos milímetros de espesor durante erupciones pequeñas a moderadas (VEI 1-2), por caídas de ceniza de algunos centímetros de espesor en erupciones medias (VEI 3), y por caídas de ceniza, lapilli y bloques de pómez del orden de varios centímetros a decímetros de espesor en erupciones grandes (VEI 4-5).

Zona de bajo peligro (amarillo)

La zona de bajo peligro se halla aproximadamente entre los 30 y 50 km de distancia del complejo volcánico.

Durante erupciones vulcanianas con VEI 1-2, esta área no sería afectada por caídas de ceniza.

Durante erupciones vulcanianas o sub-plinianas con VEI 3, esta área puede ser afectada por caídas de ceniza de algunos milímetros de espesor. Está basado en el mapa de isópacas de las erupciones de los volcanes Nevado del Ruiz de noviembre 1985 y Tungurahua de agosto 2006 (VEI 3, Naranjo et al., 1986; Eychenne et al., 2012). En el caso del volcán Nevado del Ruiz, a 50 km de distancia emplazó caídas de ceniza de entre 2 y 3 mm de espesor; mientras que en el volcán Tungurahua se reportaron espesores de 6 mm a la misma distancia.

Durante erupciones plinianas con VEI 4-5, esta área puede ser afectada por caídas de ceniza de pocos centímetros de espesor. Está basado en el mapa de isópacas de la erupción del volcán Ticsani de 11000 años AP (VEI 4), que emplazó caídas de ceniza de alrededor de 1 cm de espesor a 50 km del cráter (Mariño, 2002; Mariño y Thouret, 2003).

En resumen, la zona de bajo peligro (figura 7.4), no sería afectada por caídas de ceniza durante erupciones pequeñas a moderadas (VEI 1-2), pero sí por caídas de ceniza de algunos milímetros de espesor en erupciones medias (VEI 3), y por caídas de ceniza de pocos centímetros de espesor en erupciones grandes (VEI 4-5).

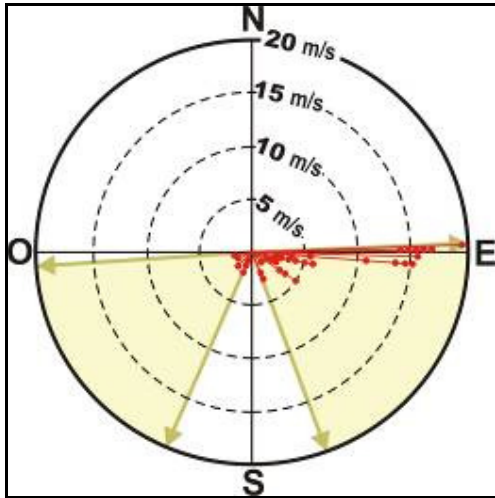


Figura 7.5. Roseta que muestra la dirección preferente de vientos a 5865, 9690 y 10960 msnm.

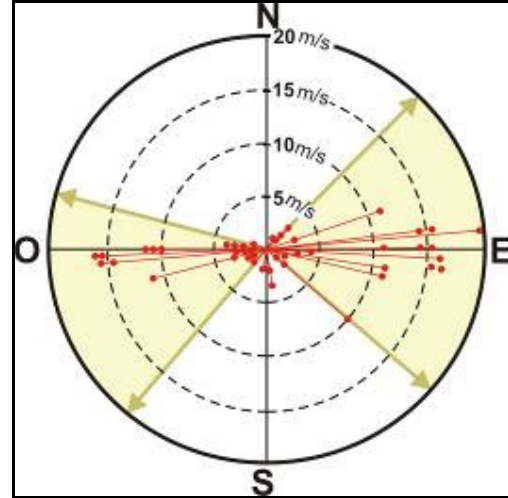


Figura 7.6. Roseta que muestra la dirección preferente de vientos a 12445, 16645, 20662 y 26415 msnm.

VIII. CONCLUSIONES

- El volcán Ampato se ha formado en 5 etapas principales (Ampato I-V), durante el Pleistoceno superior, y posiblemente en el Holoceno inferior. Una lava de la etapa Ampato I, dió una edad K-Ar de 217 ± 5 y otra de la etapa Ampato IV arrojó una edad K-Ar de 40 ± 3 ka.
- El volcán Sabancaya se edificó durante el Holoceno, está conformado principalmente por tres generaciones de flujos de lava en bloques (Sabancaya I-IV), así como limitados depósitos piroclásticos. Una lava de la unidad Sabancaya II, dio una edad K-Ar de 3 ± 5 ka. Esta lava confirma una edad ^{14}C de 5440 ± 40 años AP, propuesta por Lamadón (1999) y Thouret et al. (2001b).
- En la calicata Sallalli II se han identificado 6 depósitos de caída de ceniza del Sabancaya, emplazados en los últimos 4000 años, mientras que en la calicata Colihuirí, se tienen 15 depósitos de caída de ceniza emplazados en los últimos 3000 años. En las calicatas Sallalli I y III se han identificado 5 y 6 niveles de ceniza respectivamente. La mayor cantidad de depósitos encontrados en la calicata Colihuirí, podría deberse a que se halla más cerca al volcán Sabancaya y al eje mayor de dispersión habitual (hacia el este), como ocurrió durante la última erupción del volcán Sabancaya.
- En las cuatro calicatas efectuadas, a pesar de estar ubicadas en áreas relativamente cercanas, se ha encontrado una tefro-estratigrafía diferente.
- Los depósitos de caída de ceniza identificados en las calicatas Sallalli I, II y III, y Colihuirí, poseen similitudes de espesor, granulometría y mineralogía, con respecto a las cenizas emitidas durante la erupción del volcán Sabancaya de 1987-1998, que también fue notado por Juvigné et al. (2008). Por estas consideraciones pensamos que los depósitos de caída de ceniza identificados en las calicatas, están asociadas a erupciones vulcanianas bajas a moderadas (VEI 1-2) del volcán Sabancaya.
- En las calicatas estudiadas no se han encontrado depósitos de caída de ceniza que podrían estar asociadas a las erupciones históricas del volcán Sabancaya de 1750 y 1784 d.C. Por otro lado, las crónicas que hacen referencia a estas erupciones, son muy imprecisas y no permiten discernir si se trató de erupciones explosivas o efusivas.
- En el complejo volcánico Ampato-Sabancaya se han identificado 5 escenarios eruptivos generadores de peligros principales. Los escenarios que tienen mayor probabilidad de ocurrir, corresponden a erupciones vulcanianas con VEI 1-2, y a erupciones efusivas. La frecuencia de estos eventos se estima en el orden de un evento por siglo aproximadamente. Los escenarios menos probables, corresponden a erupciones vulcanianas y sub-plinianas con VEI 3, y erupciones plinianas con VEI 4-5. Estos eventos pueden ocurrir en el rango de varios miles de años.

- En el mapa principal de peligros múltiples, la zona de alto peligro (rojo) se encuentra entre 1.5 y 3.5 km de distancia del cráter del volcán Sabancaya; la zona de moderado peligro (naranja), se encuentra entre 3 y 6 km del volcán; y la zona de bajo peligro (amarillo), están entre 9 y 12 km del complejo volcánico.
- En el mapa de peligros por lahares, la zona roja, considerada de alto peligro, puede ser afectada por lahares de hasta 5 millones de m³; la zona naranja, de moderado peligro, puede ser afectada por lahares de 10 millones de m³; mientras que la zona amarilla, de bajo peligro, puede ser afectada por lahares de 20 millones de m³. Por otro lado, el límite de la avalancha de escombros está entre 18 y 20 km del volcán Ampato.
- En el mapa de peligros por caídas piroclásticas, la zona de alto peligro (rojo) se halla dentro de los 10 km de distancia; la zona de moderado peligro (naranja) está entre 10 y 30 km de distancia; y la zona de bajo peligro (amarillo) se ubica entre 30 y 50 km de distancia.

REFERENCIAS

- AGUILERA, E.; ALMEIDA, E.; BALSECA, W. (1988) - El Reventador: an active volcano in the sub-Andean zone of Ecuador. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 43: 853-875.
- AGUILERA, E.; DUEÑAS., W. (2007) - Las erupciones explosivas del volcán Tungurahua de julio y agosto del 2006. PDDL. Ecuador. Abril 2007.
- ALCALÁ, J. (2007) - La evolución de los glaciares en el complejo volcánico Ampato (Perú). Tesis de Diploma de Estudios Avanzados. Universidad Complutense de Madrid, España, 86 p.
- ALLEY, R. (2000) - The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews* 19 (1): pp. 213–226.
- ANTAYHUA, Y. (2002) - Análisis de la Actividad Sísmica en la Región del Volcán Sabancaya y los Sismos de Maca (1991), Sepina (1992) y Cabanaconde (1998). Tesis de Ingeniero, Universidad Nacional de San Agustín (Arequipa). P. 146.
- ANTAYHUA, Y. Y TAVERA, H. (2003) – Volcanes y sismicidad en la región del volcán Sabancaya. Monografía del Instituto Geofísico del Perú, Lima-Perú, 86 p.
- BELLOT, N. (2011) - Modelamiento de lahares en los volcanes Sabancaya y Ubinas (Sur Perú). *INGEMMET, Reporte Interno*, 28 p.
- BLONG, R. (1984) - *Volcanic hazards: A Sourcebook on the Effects of Eruptions*. Academic Press, Orlando, Florida, pp. 21-26.
- BRANTLEY, S. Y GLICKEN, H. (1986) - Volcanic Debris Avalanches. *Earthquakes & Volcanoes*, v.18, n.5, p.195-206.
- BULMER, M.; JOHNSTON, A.; ENGLE, F. (1999) - Analysis of Sabancaya Volcano, Southern Peru, Using RADARSAT and Landsat TM Data, Application Development and Research Opportunity (ADRO), pp. 10.
- CAS, R. AND WRIGHT, J. (1987) – Volcanic sucesions, modern and ancient, Allen & Unwin, London, 528 pp.
- CLAPPERTON, C. (1991) - Glacier fluctuations of the last glacial - interglacial cycle in the Andes of South America. *Bamberger Geographische Schriften Bd.*, 11: 183-207.
- CLAPPERTON C. (1993) - Quaternary Geology and Geomorphology of South America. *Elsevier*, Amsterdam, 779 pp.
- DELACOUR, A., GERBE, M.-C., THOURET, J.-C., WÖRNER, G., PAQUEREAU-LEBTI, P. (2007) - Magma evolution of Quaternary minor volcanic centres in Southern Peru, Central Andes. *Bull. Volc.*, 69, 6, 581-606.
- DELAITE, G.; THOURET, J.-C.; SHERIDAN, M.F.; STINTON, A.; LABAZUY, P.; SOURIOT, T.; Y VAN WESTEN, C. (2005) - Assessment of volcanic hazards of El Misti and in the city of Arequipa, Peru, based on GIS and simulations, with emphasis on lahars: *Zeitschrift für Geomorphology N.F.*, supplement, vol. 140, p. 209–231.
- DE SILVA, S. Y FRANCIS, P. (1991) - Volcanoes of the Central Andes. *Springer-Verlag Berlin Heidelberg*, Germany, 219 p.
- EYCHENNE, J.; LE PENNEC, J-L.; TRONCOSO, L.; GOUHIER, M.; NEDELEC, J-M. (2012) - Causes and consequences of bimodal grain-size distribution of tephra fall deposited during the August 2006 Tungurahua eruption (Ecuador). *Bull Volcanol* (2012) 74:187–205.
- FRANCIS P. W. (1993) - Volcanoes A Planetary Perspective, Oxford University Press Inc.; New York, 443 p.

- GERBE, M-C. Y THOURET, J.-C. (2004) - Role of magma mixing in the petrogenesis of lavas erupted through the 1990-98 explosive activity of Nevado Sabancaya in south Peru. *Bulletin of Volcanology* 66, 541–561.
- GLICKEN, H. (1996) - Rockslide-Debris Avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens Volcano, Washington. *USGS Open-File Report*, p. 96-677.
- GUILLANDE, R. ; THOURET, J.C. ; HUAMAN, D. ; ET LE GUERN, F. (1992) - L'activité éruptive actuelle du volcan Nevado Sabancaya (Sud du Pérou) et l'évaluation des menaces et des risques: géologie, cartographie et imagerie satellitaire. (Ministère de l'Environnement et Centre National d'Etudes Spatiales), Paris, 120 p.
- HILDRETH, W. AND MOORBATH, S. (1988) - Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 455 - 489.
- HOBLITT, R.; WALDER, J.; DRIEDGER, C.; SCOTT, K.; PRINGLE, P. AND VALLANCE, J. (1995) - Volcano Hazards from Mount Rainier, Washington: U.S.G.S. Open- File Report 95-273.
- HUAMÁN, D. (1995) - Métodos y aplicaciones de las imágenes de satélite en la cartografía geológica: El caso del seguimiento y evolución de la amenaza volcánica del Sabancaya (región del Colca, Arequipa). Tesis de Ingeniero, Univ. Nac. San Agustín, Arequipa. 138p.
- IVERSON, R.; SCHILLING, S.; VALLANCE, J. (1998) - Objective delineation of lahar-inundation hazard zones. *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, N°8; 972-984.
- GLICKEN, H. (1996) - Rockslide-Debris Avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens Volcano, Washington. *USGS Open-File Report*, p. 96-677.
- JUVIGNÉ, E.; THOURET, J-C.; GILOT, E.; LECKERCO, L.; GOURGAUD, A. (1998) - L'activité du volcan Nevado Sabancaya (Pérou) au cours de l'Holocène, *Quaternaire*, 9 (1), 45–51.
- JUVIGNE, E.; THOURET, J.C.; LOUTSCH, I.; LAMADON, S.; FRECHEN, M.; FONTUGNE, M.; RIVERA, M.; DAVILA, J.; MARIÑO, J. (2008) - Retombées volcaniques dans des tourbières et lacs autour du massif des Nevados Ampato et Sabancaya (Pérou Méridional, Andes Centrales). *Quaternaire*, 19 (2): 157 – 173.
- 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.
- LAMADON, S. (1999) - Fluctuations glaciaires et téphrostratigraphie dans les montagnes intertropicales : une revue et applications dans les Andes du Sud du Pérou (massifs des Nevados Ampato et Coropuna). Mémoire DEA, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 205 p.
- LEGENDRE, CH. (1999) - Pétrogenèse du volcan “Misti Moderne” (Sud Pérou): essai de caractérisation de l'évolution pétro-géochimique et chronologique. *Mémoire d'IGAL (Institut Géologique Albert de Lapparent), France*, pp. 88.
- MAJOR, J. AND NEWHALL, C. (1989) - Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of lahars and floods. *Bull. Volcanol.*, 52, No. 1, 1-27.
- MALIN, M. Y SHERIDAN, M. (1982). *Computed-assisted mapping of pyroclastic surges. Science*, 217; 637-640.

- MAMANI, M.; TASSARA, A.; WÖRNER G. (2008a) - Composition and structural control of crustal domains in the central Andes. *G3, Geoch. Geoph. Geos.* 9 (3) 10.1029/2007GC001925.
- MARIÑO, J. (2002) - Estudio geológico vulcanológico y evaluación de peligros del volcán Ticsani (sur del Perú). *Tesis, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima.* 160 p.
- MARIÑO, J. Y 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.; MACEDO, O.; MASÍAS, P.; ANTAYHUA, Y.; THOURET, J-C. (2012) – Gestión de la crisis eruptiva del volcán Ubinas, 2006-2008. *INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica*, 45, 188 p.
- MERING, C.; HUAMÁN, R.; CHOROWICZ, B. Y GUILLANDE, R. (1996) - New data on the geodynamics of southern Perú from computerized analysis of SPOT and SAR ERS-1 images: *Tecthon.*, 259, 153-169.
- NARANJO, J.; SIGURDSSON, H.; CAREY, S.; FRITZ, W. (1986) - Eruption of the Nevado Del Ruiz Volcano, Colombia, on 13 November 1985: Tephra Fall and Lahars, *Science*, Vol. 233, pp. 961-963.
- NORABUENA, E.; DIXON, T.; STEIN, S.; HARRISON, C.G.A. (1999) - Decelerating Nazca–South America and Nazca–Pacific motions. *Geophys. Res. Lett.* 26, 3405–3408.
- PALACIOS, O.; KLINCK, B.; DE LA CRUZ, J.; ALLISON, R.; DE LA CRUZ, N.; HAWKINS, M. (1993) - Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al Oeste del lago Titicaca – Sur del Perú (Proyecto integrado del Sur del Perú). *Bolt. N° 42, serie A, Carta Geológica Nacional – INGEMMET*, 257 p.
- PIERSON, T.C.; JANDA, R.J.; THOURET, J.C.; BORRERO, C.A. (1990) - Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41; 17-66.
- PRITCHARD, M.; AND SIMONS, M. (2002) - A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes, *Nature*, 418, 167– 171.
- RAYNAL, EDS., *Tephros : chronologie/chronology, Archeologie/arqueology*, p. 219-226, Les dossiers de l'Archéo-Logis n°1, CDCRAD, Goudet.
- 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. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 88:53–71.
- RIVERA, M.; THOURET, J.C.; MARIÑO, J.; BEROLATTI, R. & FUENTES, J. (2010) - Characteristics and management of the 2006-2008 volcanic crisis at the Ubinas volcano (Peru). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198(1-2): 19-34.
- RIVERA, M. (2010) - Genèse et évolution des magmas andésitiques à rhyodacitiques récents des volcans Misti et Ubinas (Sud du Pérou). Thèse Docteur, Université Blaise Pascal-Clermont Ferrand II, 407 p.
- 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 Perú. *Tectonics*. 7, 895-928.
- SCHILLING S. (1998) - *LAHARZ: GIS programs for automated mapping of lahar-inundation hazard zones. US Geological Survey Open-File Report 98-638; 79 pp.*
- SIEBERT, L.; GLICKEN, H.; AND UI, T. (1987) - Volcanic hazards from Bezymianny- and Bandai-type eruptions, *Bull. Volc.*, v. 49, p. 435-459.

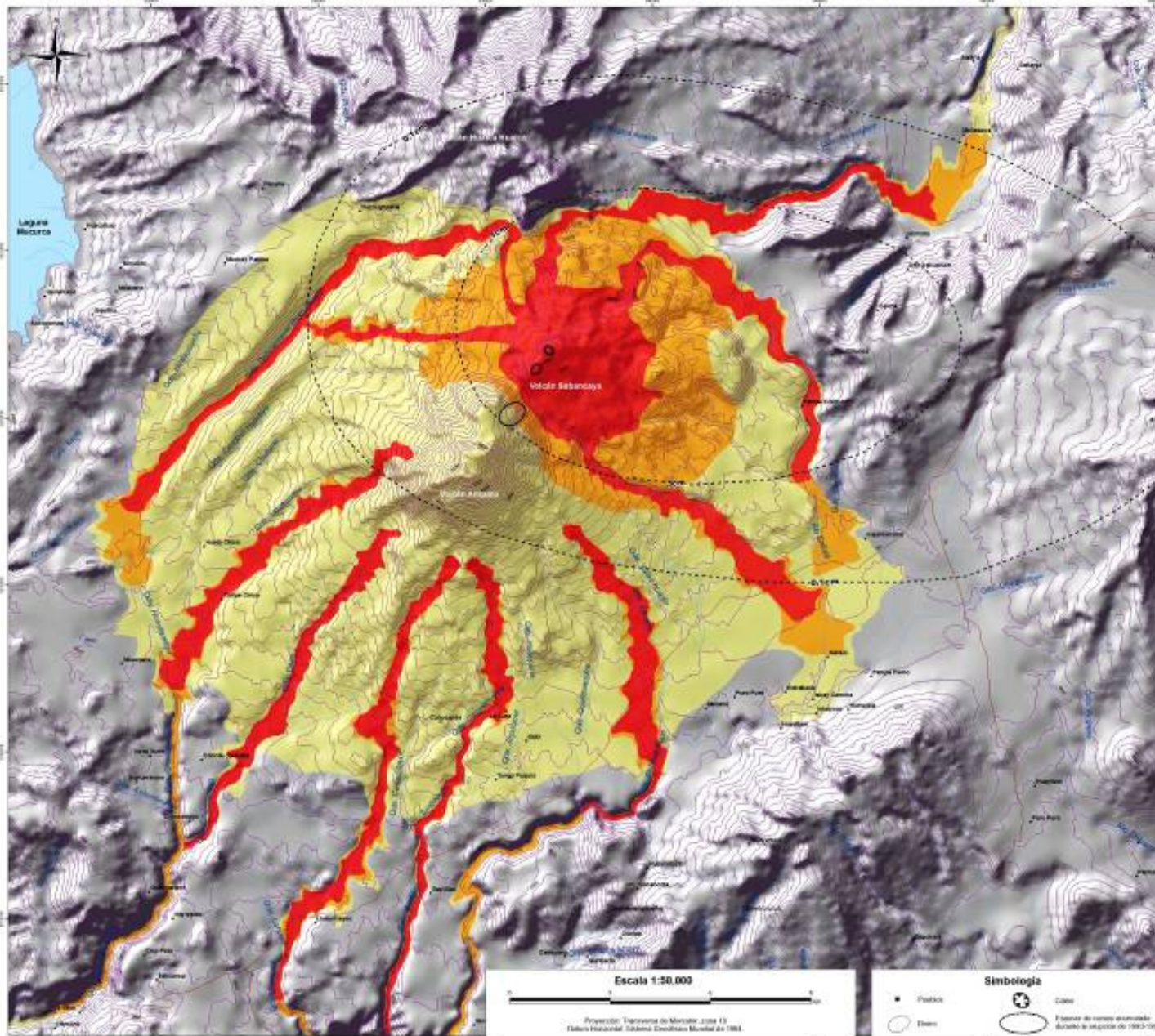
- SIGURDSSON, H. (2000) - Encyclopedia of Volcanoes, Academic Press: 617–626. San Diego, California, Estados Unidos.
- SIMKIM T. AND SIEBERT L. (1994) - Volcanoes of the World - A Regional Directory, Gazetteer and chronology of volcanism during the last 10,000 year. *Smithsonian Institution, Global Volcanism Program*, Washington DC.
- SMITH, J.; SELTZER, G.; RODBELL, R.; KLEIN, A.R. (2005) - Regional synthesis of last glacial maximum snowlines in the tropical Andes, South America. *Quaternary International*, 138: 145-167.
- Smithsonian National Museum of Natural History, Global Volcanism Program: <http://www.volcano.si.edu/world/volcano.cfm?vnum=1504-006&volpage=var>
- SOMOZA, R. (1998) - Updated Nazca (Farallon) –South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *J. S AM. Earth Sci.* 11, 211–215.
- SUNI, J. (1999) - Estudio geológico y vulcanológico del volcán El Misti y sus alrededores. Tesis, *Universidad Nacional San Agustín de Arequipa*, 170 p.
- RODRÍGUEZ, A. Y HUAMÁN, D. (1992) - Actividad de los Volcanes Ubinas y Sabancaya: *Inf. Int. IGP.* 12p.
- 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; 177-201.
- THOURET, J.-C.; GUILLANDE, R.; HUAMAN, D.; GOURGAUD, A.; SALAS, G.; CHOROWICZ, J. (1994) - L'activité actuelle du Nevado Sabancaya (Sud Pérou): reconnaissance géologique et satellitaire, évaluation et cartographie des menaces volcaniques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 1, 165, 49-63.
- THOURET, J.-C.; DÁVILA, J.; EISSEN, J.P. (1999) - Largest explosive eruption in historical times in the Andes at Huaynaputina volcano. A.D. 1600, southern Peru, *Geology*, v. 27. p. 435-438.
- THOURET, J.-C.; FINIZOLA, A.; FORNARI, M.; LEGELEY-PADOVANI, A.; AND FRECHEN, M. (2001) - Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, no. 12, p. 1593–1610.
- THOURET, J.-C.; JUVIGNÉ, E.; LOUTSCH, I.; CHÁVEZ CHÁVEZ, J.A. (2001b) - Activité volcanique historique et sacrifices humains chez les Incas au Pérou méridional. In: E. Juvigné et J.-P.
- 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.
- THOURET, J.C.; RAMIREZ, J.; GIBERT-MALENGREAU, B.; VARGAS, C.A.; NARANJO, J.L.; VANDEMEULEBROUCK, J.; VALLA, F.; FUNK, M. (2007) - Volcano–glacier interactions on composite cones and lahar generation: Nevado del Ruiz, Colombia, case study. *Annals of Glaciology*, 45; 115-127.
- TILLING, R. Y BEATE, B. (1989) - Los Peligros Volcánicos. *Organización Mundial de Observatorios Volcanológicos (WOVO)*. California, USA.
- TRAVADA Y CÓRDOVA (1752) - *El suelo de Arequipa convertido en cielo (Historia general de Arequipa)*. Primer festival del libro Arequipeño, edición 1958, 15 p.
- UI, T.; TAKARADA, S.; YOSHIMOTO, M. (2000) - Debris Avalanches. In Encyclopedia of Volcanoes, Sigurdsson, H. (editor.). Academic Press: 617–626. San Diego, California, Estados Unidos.

- ZAMÁCOLA Y JAUREGUI (1789) - Diario del viaje que el obispo Dr. Pedro Chávez de la Rosa, verificó a las provincias de Moquegua y Tacna en 1789, publicado en "El Deber", Arequipa 1937.
- VARGAS, F.; THOURET, J.-C.; DELAITE, G.; VAN WESTEN, C.; SHERIDAN, M.F.; SIEBE, C.; MARIÑO, J.; SOURIOT, T.; AND STINTON, A. (2010) - Mapping and assessing volcanic and flood hazards and risks, with emphasis on lahars, in Arequipa, Peru, *in* Gropelli, G., and Viereck-Goette, L., eds., Stratigraphy and Geology of Volcanic Areas: Geological Society of America Special Paper 464, p. 1–16, doi: 10.1130/2010.2464(13).
- WALKER, G. (1971) – Grain-size characteristics of pyroclastic deposits: *Jour. Geology*, v. 79, p. 696714.
- ZECH, R.; KULL, CH.; KUBIK, P. W.; AND VEIT, H. (2007) - Exposure dating of Late Glacial and pre- LGM moraines in the Cordon de Doña Rosa, Northern/Central Chile (31° S). *Climate of the Past*, 3: 1-14.

ANEXO:

- Mapa geológico del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.
-
- Mapa de peligros del complejo volcánico Ampato-Sabancaya.

MAPA DE PELIGROS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO AMPATO-SABANCAYA



INTRODUCCIÓN

En este mapa se representan con distintos colores las zonas susceptibles a ser afectadas por los fenómenos volcánicos como son las flujos de caída y pallas piroclásticas, flujos y lavas proclásticas, flujos de lava, lavas, lavas de escoria y flujos de lava. La determinación de las tres zonas de peligro está basada en una combinación o suma de todos los peligros potenciales que pueden afectar dichas áreas. Finalmente, los límites entre cada zona son provisionales y no se pueden determinar con exactitud absoluta.

METODOLOGÍA

Para delimitar las zonas de peligro se tuvieron en cuenta estudios geológicos, modelamientos por computadora de flujos de lava (falladas), flujos proclásticos y análisis de escorbas. Para ello se usó el programa LAHAZ. Además de ejemplos antiguos de erupciones ocurridas en otros volcanes del sur del Perú.

TIPOS DE PELIGROS VOLCÁNICOS MÁS FRECUENTES EN EL COMPLEJO AMPATO SABANCAYA

CAÍDAS PROCLÁSTICAS

Estas se generan cuando las fragmentos de roca son expulsados hacia la atmósfera volcánica, formando una columna cenicienta alta y que posteriormente caen sobre la superficie terrestre. Los fragmentos más grandes y densos caen cerca del volcán y se desmenuzan en pedruzcos o bloques (1-64 cm), mientras que las partículas de menor tamaño, denominadas lapilli (64 mm) y cenizas (1-2 mm) se trasladan por el viento a grandes distancias. Luego caen y forman una capa de varios cm a cm de espesor. Estas partículas pueden causar problemas de salud en las personas, contaminar fuentes de agua, colapsar los techos por el peso acumulado, obstruir carreteras, interrumpir el tráfico aéreo, entre otros.

FLUJOS DE LAVA

Son corrientes de roca fundida, que son expulsadas por el cráter o fisuras en los flancos del volcán. Pueden fluir por el fondo de las quebradas y alcanzar varios kilómetros de distancia, pero en raras ocasiones, estos flujos se vuelven, accidentalmente se vuelven en la zona del cráter, formando lavas de lava, o lavas en cascadas laterales. Los flujos de lava destruyen y cubren todo a su paso, sin embargo, no representan una amenaza elevada para las personas debido a su baja velocidad.

FLUJOS DE ESCORBOS

Los flujos de lava son mezcla de partículas volcánicas de tamaños diversos acumuladas por el agua, que fluyen rápidamente, con velocidades promedio entre 10 y 20 m/s. Se genera durante períodos de erupción o de resaca volcánica. El agua puede provocar de fuertes lavas, flujos de bloques y nieve. Normalmente destruyen todo a su paso y pueden alcanzar grandes distancias (1-100 km).

FLUJOS Y OLEADAS PROCLÁSTICAS

Los flujos proclásticos son corrientes calientes (500°C a 800°C), conformadas por una mezcla de cenizas, fragmentos de roca y gases. Estos flujos destruyen por los flancos del volcán a grandes velocidades, entre 100 y 300 m/s en promedio. Estas corrientes por su parte inferior densa, que se desplaza por el fondo de las quebradas o valles, y otra superior, menos densa denominada oleada proclástica, compuesta por una nube de gases y cenizas que con frecuencia salta del valle, pudiendo afectar a una mayor zona (flujos y oleadas densas) y cubren todo lo que encuentran a su paso.

AVALANCHAS DE ESCORBOS

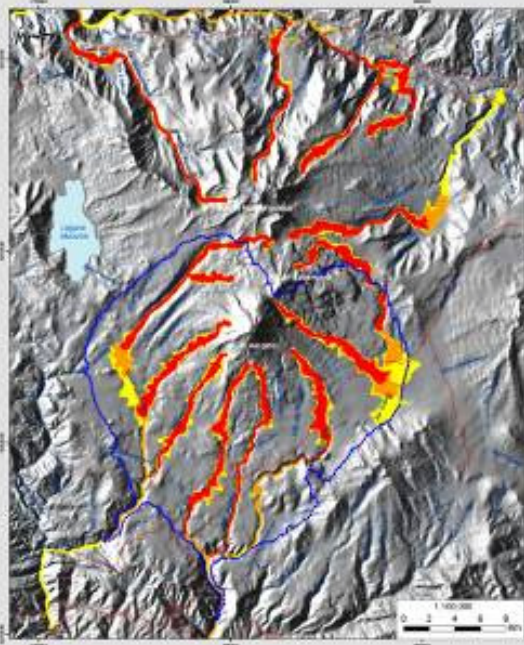
Las avalanchas de escorbas son deslizamientos rápidos del flanco de un volcán, que causados por factores que hacen que la inestabilidad del volcán, tales como pendientes elevadas de los flancos, presencia de lava, movimientos sísmicos fuertes, actividad tectónica o explosiones volcánicas. Las avalanchas de escorbas ocurren con poca frecuencia y pueden alcanzar distancias de kilómetros de distancia. Dejan a gran velocidad y destruyen todo lo que encuentran a su paso.

Zona de alto peligro: Puede ser severamente afectada por flujos de lava muy viscosos, flujos proclásticos pesados y pallas piroclásticas, generados en erupciones con VEI 1 - 2. Debido a su cercanía al volcán y sus características geomorfológicas, es la zona de mayor peligro.

Zona de moderado peligro: Puede ser afectada por flujos de lava menos viscosos, así como por flujos proclásticos, durante erupciones con VEI 3.

Zona de bajo peligro: Puede ser afectada por flujos y lavas proclásticas de poca y mucha viscosidad, pero solo en erupciones de magnitud más grande con VEI 4 - 5. Es la zona más alejada del complejo volcánico y por tanto la de menor peligro.

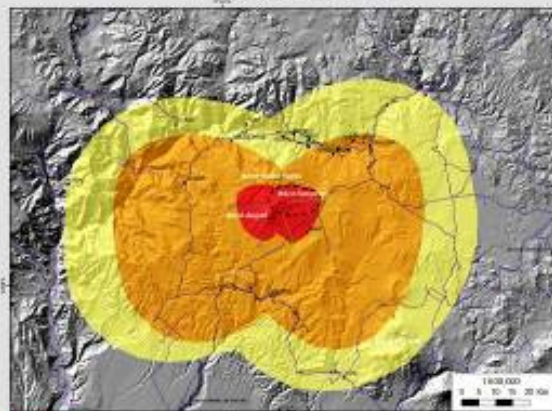
MAPA DE PELIGROS POR LAHARES



El tipo de flujo puede ser afectado por eventos de poca intensidad o cantidad de escorbas de los, pero el tipo de flujo puede ser afectado por eventos de gran intensidad y cantidad de lava.

El tipo de flujo puede ser afectado por eventos de poca intensidad o cantidad de escorbas de los, pero el tipo de flujo puede ser afectado por eventos de gran intensidad y cantidad de lava.

MAPA DE PELIGROS POR CAÍDA DE CENIZA Y PÓMEZ PARA UNA ERUPCIÓN DE MAGNITUD GRANDE (VEI 4-5)



Área que puede ser afectada por caídas de cenizas de muy pocos centímetros de espesor durante erupciones pequeñas a moderadas (VEI 1-2), por caídas de cenizas de varios centímetros de espesor en erupciones medias (VEI 3), y por caídas de lapilli y bloques de pómez de varios decímetros a algunos metros de espesor en erupciones grandes (VEI 4-5).

Área que puede ser afectada por caídas de cenizas de algunos milímetros de espesor durante erupciones pequeñas a moderadas (VEI 1-2), por caídas de cenizas de algunos centímetros de espesor en erupciones medias (VEI 3), y por caídas de cenizas, lapilli y bloques de pómez del orden de varios decímetros de espesor en erupciones grandes (VEI 4-5).

Área que no será afectada por caídas de cenizas durante erupciones pequeñas a moderadas (VEI 1-2), pero será afectada por caídas de cenizas de algunos milímetros de espesor en erupciones medias (VEI 3), y por caídas de cenizas de pocos centímetros de espesor en erupciones grandes (VEI 4-5).

Línea de 1 cm de espesor emitida por la erupción del volcán Sabancaya de 1987-1998.



VEI: Índice de Explosividad Volcánica
Representa la magnitud de una erupción y es una escala que va de 0 al 8 grados. El VEI se define en función del volumen del material expulsado, el altura de la columna erupción y duración de la erupción.

REFERENCIAS

BOLEAS, M., ROYALTY, A., STELLA, J. (1998) - Análisis de Peligros Volcánicos. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGENMET) del Perú. Serie de Estudios Geológicos y Geográficos. No. 10. 104 pp.

BOLEAS, M., ROYALTY, A., STELLA, J. (2001) - Análisis de Peligros Volcánicos. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGENMET) del Perú. Serie de Estudios Geológicos y Geográficos. No. 11. 104 pp.

BOLEAS, M., ROYALTY, A., STELLA, J., LAGUNA, L., INCA, J., SPINOSA, M., BOLAÑO, M., ZEPEDA, J., BARRERA, J. (2005) - Peligros Volcánicos del Perú. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGENMET) del Perú. Serie de Estudios Geológicos y Geográficos. No. 12. 104 pp.

BOLEAS, M., ROYALTY, A., STELLA, J., LAGUNA, L., INCA, J., SPINOSA, M., BOLAÑO, M., ZEPEDA, J., BARRERA, J. (2006) - Peligros Volcánicos del Perú. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGENMET) del Perú. Serie de Estudios Geológicos y Geográficos. No. 13. 104 pp.

BOLEAS, M., ROYALTY, A., STELLA, J., LAGUNA, L., INCA, J., SPINOSA, M., BOLAÑO, M., ZEPEDA, J., BARRERA, J. (2007) - Peligros Volcánicos del Perú. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGENMET) del Perú. Serie de Estudios Geológicos y Geográficos. No. 14. 104 pp.

BOLEAS, M., ROYALTY, A., STELLA, J., LAGUNA, L., INCA, J., SPINOSA, M., BOLAÑO, M., ZEPEDA, J., BARRERA, J. (2008) - Peligros Volcánicos del Perú. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGENMET) del Perú. Serie de Estudios Geológicos y Geográficos. No. 15. 104 pp.

AUTORES

Jermy Mariño¹, Pablo Samaniego^{1,2}, Marco Rivera¹, Nina Bellot^{1,2}, Rosmary Delgado^{1,2}, Lusa Macedo¹, Néida Manrique^{1,2}

¹Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGENMET)
²Instituto de Investigación Para el Desarrollo de Francia (IRD)
y Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa (UNSA)

