



PERÚ

Ministerio
de Energía y Minas

Instituto Geológico Minero
y Metalúrgico - INGEMMET



Instituto de investigación para el
desarrollo de Francia



Geología y Evaluación de Peligros del Volcán Ubinas

Boletín N° 46 Serie C
Geodinámica e Ingeniería Geológica



Por:

Marco Rivera Porras
Jersy Mariño Salazar
Jean-Claude Thouret

Lima, Perú
2011



PERÚ

Ministerio
de Energía y Minas

Instituto Geológico Minero
y Metalúrgico - INGEMMET



Geología y Evaluación de Peligros del Volcán Ubinas

Boletín N° 46 Serie C
Geodinámica e Ingeniería Geológica



Por:

**Marco Rivera Porras
Jersy Mariño Salazar
Jean-Claude Thouret**

**Lima, Perú
2011**

SERIE C: GEODINÁMICA E INGENIERÍA GEOLÓGICA,
N° 46, 2011

Hecho el Depósito Legal N° 2011-15525
Razón Social: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico
(INGEMMET)
Domicilio: Av. Canadá N° 1470, San Borja, Lima-Perú
Primera Edición, INGEMMET 2011
Se terminó de imprimir el 20 de diciembre del año 2011 en los
talleres de Distribuidora & Gráfica Rosvil E.I.R.L. Jr. Pascual de
Vivero N° 1060 Magdalena del Mar.

© **INGEMMET**

Derechos Reservados. Prohibida su reproducción

Presidente del Consejo Directivo: Walter Casquino
Secretario General: Juan Carlos Lam

Comité Editor: Walter Casquino, Lionel Fídel, Víctor Carlotto,
Humberto Chirif, Giovanna Alfaro

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

Unidad encargada de edición: Unidad de Relaciones
Institucionales.

Corrección Geocientífica: Pablo Samaniego
Digitalización y SIG: José Luis Suarez, Samuel Lu
Corrección gramatical y de estilo: María del Carmen La Torre
Diagramación: Zoila Solis

Portada: En primer plano el poblado de Ubinas y al fondo el
flanco Sur del volcán Ubinas

Referencia bibliográfica

Rivera, M.; Mariño, J. & Jean-Claude, T. (2011) - Geología y
evaluación de peligros del volcán Ubinas. *INGEMMET, Boletín,
Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica*, 46, 83 p., 2 mapas.

Contenido

RESUMEN.....	1
CAPÍTULO I	
INTRODUCCIÓN.....	3
CAPÍTULO II	
GEOMORFOLOGÍA.....	11
CAPÍTULO III	
GEOLOGÍA.....	15
CAPÍTULO IV	
PETROGRAFÍA, MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA DE PRODUCTOS EMITIDOS.....	35
CAPÍTULO V	
ACTIVIDAD VOLCÁNICA HISTÓRICA DEL UBINAS.....	53
CAPÍTULO VI	
ESCENARIOS ERUPTIVOS FUTUROS Y PELIGROS VOLCÁNICOS ASOCIADOS	61
CAPÍTULO VII	
MAPA DE PELIGROS DEL VOLCÁN UBINAS.....	71
CONCLUSIONES.....	75
RECOMENDACIONES	77
BIBLIOGRAFÍA.....	79

RESUMEN

El volcán Ubinas (16° 22' S, 70° 54' O; 5762 msnm.) está localizado en el departamento de Moquegua, a ~70 km al Este de la ciudad de Arequipa. Este volcán es considerado como el más activo del sur de Perú por sus 24 eventos de alta actividad fumarólica y actividad explosiva moderada, registrados desde el año de 1550 hasta la actualidad. Basado en estudios geológicos, estratigráficos, dataciones radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ^{14}C e interpretación de fotografías aéreas e imágenes satelitales Landsat TM y ASTER, la historia eruptiva de este volcán se divide en dos períodos:

- (1) «Ubinas I» (>370 000 años). Se caracterizó por presentar una actividad principalmente efusiva lávica, que emplazó flujos de lava andesíticos y dacíticos que yacen en la base del volcán. Posteriormente, se destruyó el flanco sur del volcán generando depósitos de avalanchas de escombros de ~2.8 km³, distribuidos en la parte baja del flanco sur (visibles a más de 12 km al SE del volcán).
- (2) «Ubinas II» (370 000 años hasta el presente). Inicialmente entre ~370 y 270 ka se produjo el crecimiento y destrucción de domos, seguido o asociado al emplazamiento de flujos de lavas que forman parte del cono superior del volcán. Posteriormente, se produjo el emplazamiento de una secuencia de flujos de pómez y cenizas cohesivos de 1,8 km³, que aflora entre 7 y 8 km al SE del cráter, ligado a un probable colapso de caldera, ocurrida en 269±14 ka. Posteriormente, entre ~250 y 170 ka se produjo el crecimiento y destrucción de domos, asociado a una actividad efusiva que emplazó flujos de lava. Entre 170 y 20 ka predomina una importante actividad efusiva que terminó por formar el cono superior del volcán.

En una última etapa, hace menos de 20 ka se produjeron erupciones explosivas plinianas que formaron la caldera de la cumbre. Una de las erupciones plinianas más antiguas, de hace 14 000 años A.P. ha depositado una capa de pómez riolítico, rico en líticos de 4,5 m de espesor, a 9 km al sur del cráter, sobre el cual existe otro depósito de caída pliniana de 1,2 m de espesor, constituido de lapilli pómez, rico en líticos datado en 7480 años A.P. Hace ca. 3 670 años ocurrió un segundo colapso del flanco sur del volcán que depositó una avalancha de escombros de ~1,2 km³. Estos depósitos formaron colinas cónicas al pie de la pared sur del cono (Querapi). Hace ca. 980±60 años A.P. ocurrió la última erupción

pliniana del Ubinas que depositó una capa caída de lapilli pómez andesítico de 4,5 m de espesor a 6 km al SE del volcán. Desde el año de 1550 d.C. hasta la actualidad, la actividad estuvo caracterizada por erupciones explosivas de magnitud baja (IEV 1-3), como la actividad eruptiva reciente 2006-2009. Esta actividad volcánica histórica ha causado daños en la población, la agricultura y la ganadería (muerte de ganado).

Según el comportamiento geoquímico de rocas del Ubinas y, según el contexto geodinámico ligado a la subducción, es admitido que los magmas resultarían esencialmente de la fusión parcial de la cuña del manto metasomatizado por fluidos provenientes de la deshidratación de la corteza oceánica subducida. De otra parte, las características isotópicas de las rocas del volcán Ubinas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevados y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ bajos) son similares a los magmas de la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC). De otro lado, las rocas del volcán Ubinas poseen valores en Y y HREE un poco más bajos que de los magmas calco-alcalinos «clásicos» de arco. Esas características pueden reflejar la asimilación o mezcla de magmas basálticos «padres» provenientes del manto con magmas generados en la base de la corteza (magmas generados a alta presión), conteniendo granate (± anfíbol) en el residuo de fusión, y en el contexto de una corteza continental engrosada.

Sobre la base de datos mineralógicos, geoquímicos e isotópicos de las lavas del Ubinas, adquiridos por Rivera (2010), un modelo petrogenético puede ser propuesto: la serie magmática del Ubinas evoluciona por un proceso de AFC (asimilación-cristalización fraccionada) en la corteza continental superficial cuyo contaminante principal es el «gneis de Charcani» (macizo de Arequipa, de edad Proterozoica).

Finalmente, los estudios geológicos, estratigráficos y morfológicos ayudaron a determinar los principales peligros potenciales que se ciernen sobre los poblados localizados dentro de un radio de 14 km alrededor del cráter, situados, principalmente en la parte baja del flanco sureste. Estos peligros son: caídas de tefras, flujos piroclásticos, flujos de barro o lahares y avalanchas de escombros. Asimismo, los estudios geológicos sumados a la recopilación de los registros históricos ayudaron a estimar seis escenarios eruptivos generadores de amenazas y riesgos que puede presentar el Ubinas en una próxima actividad.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

A lo largo de la cadena volcánica cuaternaria del sur peruano, localizada dentro de la Cordillera Occidental de los Andes, se distinguen doce volcanes activos y potencialmente activos de naturaleza andesítica de los cuales, al menos siete volcanes erupcionaron durante los últimos 500 años (Simkin y Siebert, 1994). Dentro de esta cadena volcánica se distinguen también, aproximadamente 40 conos monogenéticos de cenizas y escorias ubicados en los valles de Huambo-Orcopampa-Andahua (Arequipa). En lo referente a los estrato-volcanes, estos iniciaron su actividad hace menos de 1 Ma y desde entonces han continuado presentando una actividad eruptiva variable y recurrente. La más reciente actividad volcánica registrada en el sur de Perú fue la del volcán Sabancaya ocurrida entre 1988-1996 y la del Ubinas en 2006-2009.

Los productos emitidos por los volcanes activos durante los últimos 500 años causaron enormes estragos a varios poblados, terrenos de cultivo y obras de infraestructura (carreteras, canales de agua, etc.) localizados en sus inmediaciones. En la época histórica, los efectos más trágicos sucedidos en el sur peruano fueron generados por la erupción explosiva del volcán Huaynaputina en el año de 1600 d.C, durante el cual murieron más de 1500 personas y se destruyeron más de 10 poblados menores localizados en sus inmediaciones (Thouret et al., 1999).

En la actualidad, desde el punto de vista de riesgos, la ocurrencia de una erupción explosiva leve a moderada presentada por cualquiera de los siete volcanes activos del sur peruano, causaría daños importantes en áreas los poblados y obras de infraestructura, afectando principalmente la salud de las personas que respirarían aire contaminado de ceniza y gases tóxicos.

Recientemente, la actividad del volcán Ubinas registrada entre 2006-2009 causó alarma y preocupación en los pobladores del valle de Ubinas y sus autoridades, quienes antes de dicha crisis no disponían de planes de contingencia, ni estrategias destinadas a atender una crisis volcánica que involucre la evacuación de la población. En esta oportunidad se temió que la actividad se incrementara enormemente, inclusive con la generación de flujos piroclásticos o colapso del flanco sur con posibles consecuencias trágicas para los más de 5000

habitantes que viven en el valle de Ubinas (situado al pie del flanco sur del volcán), cuya principal actividad socioeconómica se basa en la agricultura y ganadería. Al inicio de esta crisis, desde abril a agosto del 2006, se produjo un importante incremento de la actividad que obligó a las autoridades a evacuar en un primer tiempo a los pobladores de Querapi hacia el refugio de Anascapa (20-21 de abril de 2006) y, en un segundo tiempo, a más de 1500 personas al refugio de Chacchagen (~20 km al SE del volcán). Esto ocurrió entre los días 9 al 11 de junio de 2006.

El presente estudio referido al volcán Ubinas busca mostrar el tipo de comportamiento geológico-vulcanológico pasado de este volcán, en base al estudio de los diversos materiales emitidos durante su historia eruptiva (incluido durante la actividad 2006-2009), con el fin de predecir su comportamiento en el futuro, con fines de prevención y mitigación de desastres.

UBICACIÓN

El volcán Ubinas se encuentra ubicado ~70 km al Este de la ciudad de Arequipa (fig. 1.1); en la Cordillera Occidental de los Andes del Sur de Perú. Forma parte de la cadena de volcanes calco-alcalinos pertenecientes a la «Zona Volcánica de los Andes Centrales» (ZVC), (De Silva y Francis, 1991). Localmente, está localizado al extremo de una altiplanicie volcánica y es surcado por los valles Ubinas y Para, en su sector Sur y Sureste.

Políticamente, el volcán Ubinas se localiza dentro de la región Carlos Mariátegui, provincia de Sanchez Cerro, y distrito de Ubinas. En las coordenadas geográficas:

Latitud 16° 22' Sur

Longitud 70° 54' Oeste

La altura máxima del edificio volcánico es: 5636 msnm., cubre un área de ~65 km² y un volumen de ~54 km³, aproximadamente.

VÍAS DE ACCESO

El acceso al volcán Ubinas desde la ciudad de Arequipa se realiza por medio de tres vías:

- Carretera afirmada Arequipa – Chiguata – Santa Lucia de Salinas – Tite – Vizcachani –volcán Ubinas;

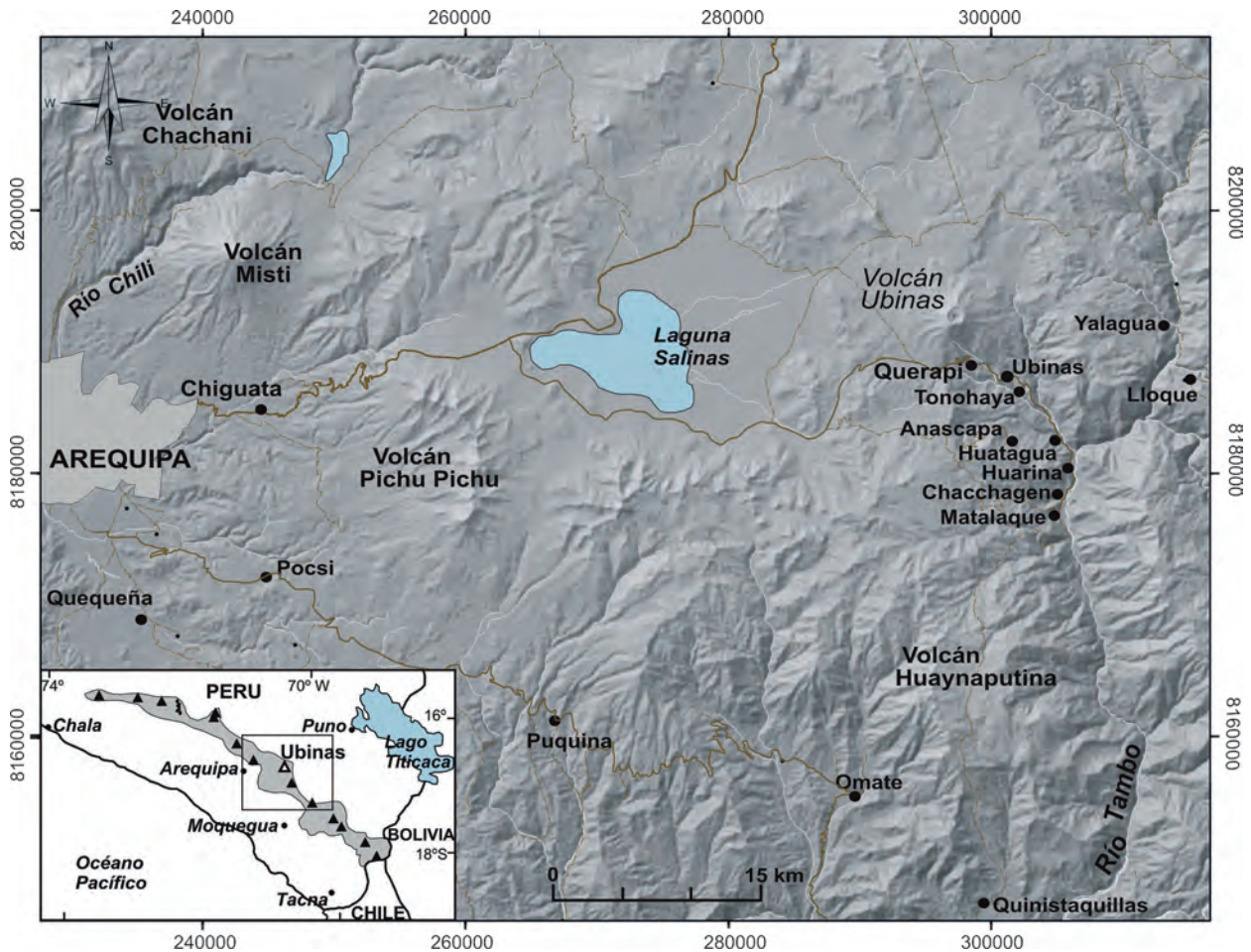


Figura 1.1 Mapa de ubicación del volcán Ubinas, poblados aledaños y la ciudad de Arequipa. En el cuadro inferior izquierdo, se presenta la cadena volcánica Cuaternaria del sur peruano.

- Carretera afirmada Arequipa – Chiguata – Santa Lucia de Salinas – Logén – volcán Ubinas.
- Carretera afirmada Arequipa – Polobaya – volcán Pichu-Pichu – Santa Lucia de Salinas – Logén – volcán Ubinas.

En cuanto a las poblados aledaños al volcán (menos de 20 km) y sus distancias aproximadas al cráter, en línea recta son: Ubinas 6,5 km al SE; Tonohaya 7,2 km al SE; San Miguel 10 km al SE; Huatahua 11,8 km al SE; Escacha 8,5 km al SE, Anascapa 10 km al S, Sacohaya 5 km al S, Querapi 4 km al S, Huarina 14 km al SE, Matalaque 17 km al SE y Logén 17 km al SO (fig. 1.2).

OBJETIVOS

Este estudio tuvo los siguientes objetivos primordiales:

- 1) Efectuar el cartografiado geológico del volcán Ubinas, a escala 1:25 000, para poder establecer la distribución, el área de emplazamiento y el modo de depositación de sus productos.
- 2) Estudiar el comportamiento eruptivo pasado y la evolución del volcán en base a la lito-estratigrafía de sus depósitos, dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y ^{14}C , análisis químicos de los productos, datos históricos y recientes de la actividad volcánica, relacionados a alcances de sus erupciones e impactos en los poblados aledaños.
- 3) Estudiar la petrografía y geoquímica de los productos volcánicos para inferir el modo de evolución magmática y el tipo de comportamiento eruptivo (efusivo y explosivo) acaecido a lo largo de su historia eruptiva.
- 4) Elaborar el mapa de peligro volcánico del volcán Ubinas, zonificando áreas que podrían ser afectadas por una futura erupción, que tengan como foco de emisión, el cráter actualmente activo. Este mapa servirá como base para organizar planes de contingencia pertinentes a una eventual crisis volcánica y como herramienta de planificación en áreas pobladas aledaños y del uso de la tierra, ubicación y proyección de obras civiles (carreteras, puentes, etc.).

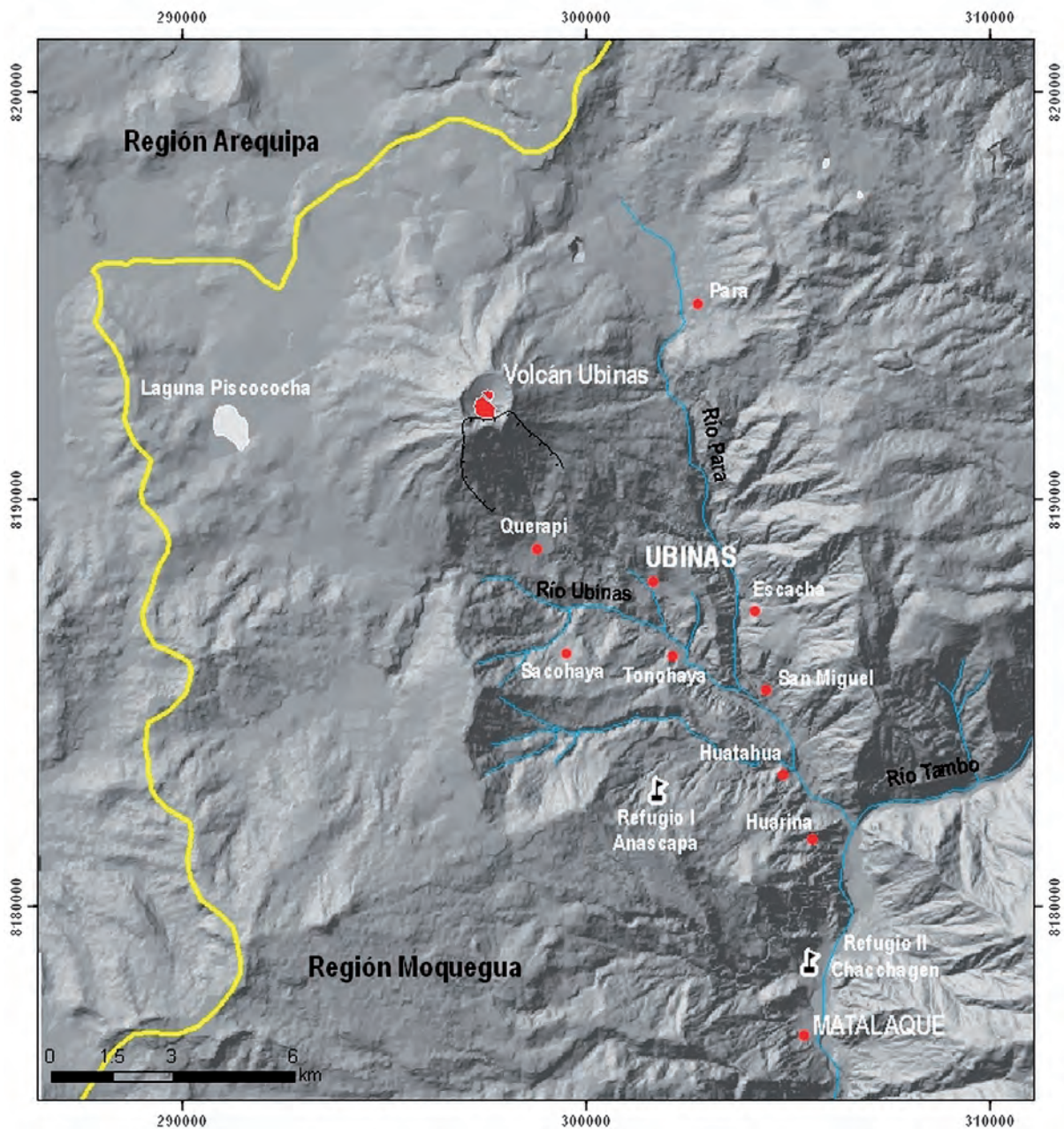


Figura 1.2 Mapa de localización de poblados aledaños al volcán Ubinas.

ASPECTOS SOCIOECONÓMICOS

En esta sección se presenta un resumen de los aspectos socioeconómicos del área de influencia del volcán Ubinas.

Los datos de población y vivienda del área de influencia del volcán Ubinas han sido tomados tanto del censo sobre población y vivienda, a nivel de Distrito y Provincia, efectuado por Instituto Nacional de Estadística e Informática (INEI) en el año 2005 (Tabla 1), así como el censo sobre población, a nivel del distrito de Ubina, efectuado por el COER-Moquegua en el año 2006 (Tabla 2).

En áreas aledañas al volcán Ubina (entre 20 y 40 km del volcán) se distinguen aproximadamente ocho distritos localizados dentro del área de influencia del volcán. Entre ellos se encuentran: San Juan de Tarucani (perteneciente al departamento de Arequipa), Chojata, Coalaque, Ichuña, Lloque, Matalaque, Ubina y Yunga, pertenecientes al departamento de Moquegua. En estos distritos en total, existe una población de 8604 habitantes. El número de viviendas de estos ocho distritos es de 2930.

Tabla 1
Resultado del censo del INEI-censo X de Población y V de Vivienda de 2005

Ubicación		Nro. Localidades	Cantidad de Personas	Cantidad de Hogares	Cantidad de Viviendas
Región	Arequipa	59	1.120	362	626
Provincia	Arequipa	59	1.120	362	626
Distrito	San Juan de Tarucani	59	1.120	362	626
Región	Moquegua	84	7.484	2.106	2.306
Provincia	Gral. Sánchez Cerro	84	7.484	2.106	2.306
Distrito	Chojata	15	1.635	507	554
Distrito	Coalaque	5	280	73	102
Distrito	Ichuña	9	77	19	53
Distrito	Lloque	11	1.152	225	239
Distrito	Matalaque	19	1.228	376	401
Distrito	Ubinas	11	1.776	533	546
Distrito	Yunga	14	1.336	373	411
Total		143	8.604	2.468	2.932

Tabla 2
Resultado del censo poblacional efectuado por el COER-Moquegua en 2006

Poblados	Cantidad de Personas
Querapi	154
Ubinas	697
Sacohaya	300
Anascapa	287
Tonohaya	243
San Miguel	153
Huatagua	166
Huarina	176
Matalaque	250
Yalagua	278

En cuanto a la actividad económica, la población del valle de Ubinas se dedica, principalmente, a la actividad agrícola y ganadera. La agricultura se desarrolla principalmente debajo de los 3600 msnm., con el cultivo de maíz, papa, trigo, cebada, hortalizas, entre otros. La actividad ganadera está relacionada a la crianza de ganado ovino, bovino y caprino; sin embargo, por encima de los 4000 msnm., la crianza de camélidos es muy extendida.

Además, en áreas aledañas al volcán Ubinas existen obras civiles importantes que podrían ser afectados en caso de una importante reactivación del volcán Ubinas, como:

- Las represas Aguada Blanca y El Frayle (principales fuentes de agua y de electricidad de la ciudad de Arequipa);
- Empresa Minera de Borateras Salinas «INKABOR»;
- Carretera afirmada Arequipa - Santa Lucia de Salinas - Moche - Logen - Ubinas -Matalaque;
- Carretera afirmada Arequipa - Santa Lucia de Salinas - Tite - Yalagua;
- Proyectos mineros en fase exploratoria.

DOCUMENTACIÓN BASE

La base topográfica empleada en la elaboración del Modelo Numérico de Terreno (MNT) es la hoja fotogramétrica de Ichuña, elaborada en el año de 1974 por el Proyecto Especial de Titulación de Tierras (PETT), a escala 1:25 000. El MNT tiene una resolución 25m x 25m.

Además, para la interpretación geológica se utilizaron imágenes satelitales Landsat TM-5 (1997), y ASTER (2005) en combinaciones de bandas RGB (7,4,2); procesadas en el Laboratorio de Imágenes Satelitales del INGEMMET; a escalas 1:70 000 y 1:100 000. También se utilizaron las fotografías aéreas del Servicio Aerofotográfico Nacional (SAN) del año 1955.

METODOLOGÍA DE TRABAJO

La metodología seguida para la elaboración del presente trabajo se dividió en tres etapas:



Figura 1.3 El poblado de Ubinas es uno de los siete poblados localizados en el valle de Ubinas, amenazado por la actividad del volcán Ubinas.

Primera Etapa: Trabajos de gabinete

Este trabajo consistió en:

- Recopilación de material bibliográfico relacionado a la geología del volcán, las características de los eventos eruptivos históricos, tipos de productos emitidos, entre otros aspectos.
- Procesamiento de imágenes de satélite Landsat TM (1997) y ASTER (2005) del volcán Ubinas y alrededores, a escalas 1:70 000 y 1: 100 000.
- Fotointerpretación geológica de fotografías aéreas a escala 1:42 000 pertenecientes al SAN y correspondientes al año 1955.
- Adquisición de un plano topográfico de Ichuña a escala 1:25 000 perteneciente al PETT, el cual sirvió como plano base para sobreponer la fotointerpretación geológica y los datos de campo, las estructuras tectónicas y las zonas de peligros del volcán Ubinas.

Segunda Etapa: Trabajos de campo

Los trabajos de campo permitieron el cartografiado, muestreo y estudio de los diversos productos volcánicos emitidos y/o

asociados al volcán Ubinas. Se contó con dos salidas de campo, las cuales se dieron en forma alternada con los trabajos de gabinete.

1ra salida de campo

- Se llevó a cabo entre los meses de junio y julio de 2007. El trabajo de campo se inició con el reconocimiento geológico y cartografiado de estructuras y depósitos que afloran dentro del cráter y en los flancos Oeste y Norte del volcán.
- Se efectuó el estudio tefroestratigráfico de los productos de caídas que afloran al SE del volcán (sectores de Corahuayo y Escacha) con el objeto de determinar la secuencia estratigráfica, la edad relativa y la distancia hasta donde se desplazaron los depósitos piroclásticos del volcán Ubinas. Esto permitirá determinar el comportamiento eruptivo pasado.
- Se efectuó el muestreo de los diversos depósitos volcánicos emitidos a lo largo de la actividad del Ubinas para realizar dataciones radiométricas, análisis mineralógicos y geoquímicos.

2da salida de campo

- Se prosiguió con el cartografiado geológico y el muestreo de los diversos depósitos volcánicos que afloran en la parte

baja del valle de Ubinas (flanco SE del volcán), para análisis químico y dataciones radiométricas.

- Se efectuó el estudio estratigráfico de los depósitos generados por el volcán Ubinas, que afloran en el valle de Ubinas.
- Se efectuó el cartografiado de fallas y estructuras volcano-tectónicas asociadas al volcán Ubinas. Además, se continuó con el estudio tefroestratigráfico, con énfasis en el estudio de productos emitidos durante las erupciones históricas y holocénicas.
- Finalmente, se realizó el cartografiado geológico y estratigráfico de tefras correspondientes a erupciones históricas hasta el poblado de Yalhua (localizado 18 km al Este del volcán Ubinas).

Tercera etapa: Trabajo de gabinete y redacción del boletín

- Reinterpretación de las imágenes satelitales Landsat TM (1997) y ASTER (2005).
- Envío de muestras de rocas a los laboratorios de química y posteriormente tratamiento e interpretación de los resultados.
- Elaboración de gráficos y tablas diversas.
- Elaboración del plano geológico del volcán Ubinas y alrededores, a escala 1:25,000.
- Elaboración del mapa de peligro volcánico del Ubinas.
- Redacción del boletín.

ESTUDIOS ANTERIORES

Existen diversos trabajos relacionados con el estudio geológico y vulcanológico del volcán Ubinas. La mayoría está centrada en la descripción de la actividad volcánica pasada y al reconocimiento morfológico del volcán. Solamente pocos están referidos a los estudios de geología, petrología, geoquímica y geofísica (principalmente estudio de potencial espontáneo - PS) del volcán. De los años anteriores al siglo XIX, existen pocos relatos y/o escritos por historiadores que describen el tipo de actividad volcánica y el tipo de material que emitió dicho volcán.

Entre los que estudiaron al volcán Ubinas se encuentran:

F. Alayza (1953). Publicó un artículo sobre la región de Moquegua y el departamento de Tacna en el Boletín de Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú, N° 3; en el que hace un breve reconocimiento geológico del volcán Ubinas y de las áreas adyacentes a este. En este artículo reporta la leve e intermitente actividad fumarólica del Ubinas de aquel entonces.

H. Spann (1956). Publicó una síntesis de la geología del volcán Ubinas, en el octavo Congreso de Ciencias del Pacífico (Vol. 2; pag. 56-59).

S. Mendivil (1965). Efectuó, por encargo de la comisión de la Carta Geológica Nacional, un estudio geodinámico de remoción en masas en el distrito de Ubinas denominado: «Remoción de tierras en el distrito de Ubinas», pueblo ubicado a seis kilómetros al sur del volcán. En dicho estudio hizo una síntesis de la geología, poniendo poco énfasis en los aspectos geológicos. Este estudio de movimiento en masa abarca parte de la cabecera del valle de Ubinas (flanco sur del volcán Ubinas) hasta la parte baja del mencionado valle.

R. Marocco y M. del Pino (1966). Efectuaron el cartografiado geológico del Cuadrángulo de Ichuña, a escala 1:100 000. En este estudio se analizan y correlacionan regionalmente las diversas secuencias que afloran en dicho cuadrángulo, diferenciándolos por formaciones y asignándoles un nombre. Es así que denominan «Volcánico Ubinas» a las rocas que conforman la estructura superior del volcán Ubinas, la cual comprende una edad que va del «Neopleistoceno» al reciente, mientras que, al cono inferior le consideran parte del Grupo Barroso.

G. Hantke y I. Parodi (1966). Publican en la «Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior de la Tierra» (IAVCEI), el catálogo de los volcanes activos del mundo. En este catálogo describen brevemente los periodos y tipos de actividad eruptiva histórica del volcán Ubinas.

A. Parodi (1975). Publica un artículo denominado «Los Volcanes del Perú» en el Boletín N° 94 de la Sociedad Geográfica de Lima, donde describe la ubicación y el tipo de actividad eruptiva registrada por el Ubinas en tiempos históricos.

S. de Silva y P. Francis (1991). Publican un estudio denominado: «Los Volcanes de los Andes Centrales», realizado en base a la interpretación de imágenes de satélites Landsat Thematic Mapper (TM). En este estudio enuncian posibles peligros asociados en caso de una futura erupción del volcán Ubinas.

T. Simkim y L. Siebert (1994). Publican en la Smithsonian Institution «Volcanoes of the World» la fecha y el tipo de actividad histórica del volcán Ubinas, donde hacen referencia a los 17 eventos eruptivos registrados desde 1550 hasta 1969, basados en los reportes de diarios nacionales y archivos históricos.

M. Rivera, J.-C. Thouret y A. Gourgaud (1999). Publican en la Sociedad Geológica del Perú el primer estudio geológico-vulcanológico del volcán Ubinas, donde detallan las

características del volcán y su modo de evolución. Además, describen las características de los 24 eventos eruptivos presentados por el Ubinas durante los últimos 500 años.

J.-C. Thouret, M. Rivera, G. Wörner, M.-Ch. Gerbe, A. Finizola y K. Gonzales (2005). Publican en el *Bulletin of Volcanology* (N° 67; pág. 557-589) los principales rasgos geológicos y estratigráficos del volcán; así como, la petrología y geoquímica de sus productos. En este estudio, dichos autores mencionan que los magmas del Ubinas provienen de la fusión parcial del manto, pero que luego durante su ascenso sufren procesos de contaminación en la base de la corteza. Luego, los magmas ascienden hacia un reservorio superficial localizado cerca de la superficie, desde donde son emitidos regularmente en forma de erupciones volcánicas. Además, en este estudio los autores mencionan los tipos de peligros latentes en caso de una eventual reactivación volcánica del Ubinas.

Y. Lavallée, S. de Silva, G. Salas, J. M. Byrnes (2009). Publican en el *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (N°186, 253-264) resultados de un estudio estructural del área comprendida entre los volcanes Ubinas y Ticsani, en el cual describen los tipos de estructuras volcano-tectónicas presentes e interpretan el modo de la cinemática de dichas estructuras.

CLIMA E HIDROLOGÍA

En los Andes del sur peruano, el clima varía de acuerdo a la altitud, lo que hace que exista un cambio o contraste de climas bien diferenciados respecto al volcán y a la parte baja del valle de Ubinas y Para. Al nivel 4600 a 5630 msnm., donde se encuentra la parte alta y media del cono volcánico, corresponde un clima frío. El aire de esta región es seco y poco denso. La temperatura diurna está por encima de los cero grados; en cambio por las noches casi siempre es inferior a cero grados. En ambos casos los parámetros o magnitudes dependen de la estación. A esto se suma la baja presión atmosférica y la sequía la cual hace que se torne inconveniente para la vida de las plantas. En los meses de invierno (diciembre-marzo) tienen lugar las fuertes precipitaciones de lluvia, nieve y granizo en la zona del Ubinas.

En estos meses la nieve se deposita dentro de caldera y en la parte superior de los flancos en un espesor aproximado de 40 cm y 60 cm, en un área de 5 a 7 km² (que hacen un volumen aproximado de 30 000 m³).

Hacia los niveles 3800 a 4600 msnm. se encuentra la superficie Puna, caracterizada por las pampas de Para y la cabecera de los valles de Para y Ubinas. En esta zona, la temperatura del día rara vez sobrepasa los 18 °C (estación de verano). En las noches las aguas de los manantiales y riachuelos se congelan superficialmente, formando capas de hielo. En esta zona es poco posible la vida del hombre, de los animales y de las plantas.

Hacia el nivel 3800 a 2800 msnm., donde se encuentra el valle de Ubinas, el clima es templado y seco durante la mayor parte del año (mayo-noviembre). En esta zona a veces se dan heladas que afectan seriamente los cultivos (junio-julio) y durante los meses de diciembre a marzo se producen abundantes lluvias, que consecuentemente, producen derrumbes y deslizamientos en los terrenos poco consolidados o inestables.

En cuanto a la hidrología, las características litológicas y estructurales del volcán Ubinas y de las áreas aledañas al volcán dieron lugar a la formación de dos cuencas ubicadas al Este y SE del Ubinas, por cuyos cauces drenan los ríos Para y Ubinas, respectivamente (fig. 1.3). Estos ríos se unen en inmediaciones del poblado de San Miguel, y juntos drenan sus aguas al río Tambo del cual son tributarios. Reciben aportes de quebradas pequeñas que durante las épocas de invierno transportan mayor volumen de agua. Las quebradas y ríos en su conjunto pertenecen a la vertiente hidrográfica del Océano Pacífico. Los ríos Para y Ubinas se caracterizan por transportar agua durante todo el año, incrementando cada uno considerablemente su caudal hasta en 12 m³/s durante el invierno (diciembre-marzo) y disminuyéndolo hasta 2 m³/s en los meses de verano (abril-noviembre). La alimentación de sus aguas es de origen glaciar, nieve y precipitación pluvial, las que al fusionarse son transportadas por percolación y por medio de escorrentía superficial hacia las partes bajas.

CAPÍTULO II

GEOMORFOLOGÍA

El volcán Ubinas está localizado en una zona comprendida entre los 2800 y 5670 msnm., y forma parte de la Cordillera Occidental de los Andes Peruanos. En el estudio efectuado, se distinguieron las siguientes geoformas:

GEOFORMAS DE ORIGEN GLACIAR

Con este nombre designamos a las unidades litológicas afectadas por la actividad glaciaria y a los depósitos producidos por dicha actividad, que afloran dentro del área de estudio. Entre estas geoformas de origen glaciario tenemos:

Valles Glaciados (GG-VPU)

Al Sur y Este del volcán Ubinas se distinguen dos valles:

- El valle de Ubinas.* Este valle se prolonga desde la Quebrada Volcanmayo (pie del flanco sur del volcán Ubinas) hasta la confluencia del río Tambo (~14 km del cráter). En la cabecera de dicho valle afloran depósitos volcanoclásticos y avalanchas de escombros, en donde los ríos Ubinas y Sacohaya han producido encañonamientos. Hacia la parte baja del valle (3100 msnm.) y en ambos márgenes del río Ubinas, se encuentran terrazas (fig. 2.1). Dichas terrazas se hallan conformadas por lahares y/o depósitos aluviales. Además sobre las terrazas se asientan los poblados de Tonohaya, San Miguel y Huatagua.
- El valle de Para.* Es un valle glaciario estrecho y poco prolongado (menos de 3 km de longitud). Aguas arriba del valle, en ambos márgenes de este río afloran depósitos de flujos piroclásticos soldados cubiertos por flujos de lodo y depósitos aluviales. El curso superior y medio tiene una forma transversal en «U» o artesa, cuya profundidad en promedio es de 200 m y el ancho del cauce rara vez sobrepasa los 100 m. Aquí las paredes son casi verticales. El curso inferior también tiene forma de «U», y su profundidad, frecuentemente, sobrepasa los 400 m. El valle de Para se une al valle de Ubinas en las inmediaciones del poblado de San Miguel.

Cumbre del Volcán (GG-CV)

Corresponde a la parte más alta del estrato-cono y la caldera del volcán Ubinas. Esta zona presenta una morfología glaciaria

típica, labrada en los diversos flujos de lavas y depósitos volcanoclásticos de fuerte pendiente (~30° - 40° de inclinación). En la cumbre del volcán, la nieve se deposita en épocas de invierno (diciembre a marzo) con un espesor promedio de 50 cm.

GEOFORMAS DE ORIGEN VOLCÁNICO

Estrato-volcán (GV-Est)

El cono volcánico está constituido por innumerables flujos de lava y flujos piroclásticos, los cuales en gran parte están cubiertos por depósitos de cenizas y materiales retrabajados. Morfológicamente dentro de dicha estructura se destacan dos zonas: la base y la cumbre del edificio. La parte baja se encuentra sobre los 4300 msnm., y presenta superficies onduladas de suaves pendientes (< 20°). Mientras que hacia la parte alta se distingue un relieve de fuertes pendientes (> 40°) constituido por flujos y coladas de lavas bastante inclinadas. La parte alta del edificio es truncada hacia los 5560 msnm., en donde se ubica la caldera semi-elíptica cuyo eje tiene una dirección NO-SE, y es de 1,5 km de diámetro (fig. 2.1).

Los extremos de los flancos Oeste, Norte y Este del estrato-cono corresponden a un área relativamente plana denominada zonas de altiplanicie. Mientras que en los extremos E, S, SE y NE se distinguen dos valles semi-encañonados de tipo glaciario. Entre los que figuran los valles de Ubinas y Para por donde drenan los ríos Ubinas y Para, respectivamente.

Domos de Lava (GV-D)

Existen cuatro domos de lava que se ubican al N, NE y SO del Ubinas (fig. 2.1), algunos posiblemente ligados a la actividad del Ubinas. Dichos domos tienen formas cónicas con una base semi-circular. Poseen entre 1,2 a 1,6 km² y de 0,2 a 0,6 km de altura. Los domos en general se encuentran cubiertos por cenizas holocénicas, históricas y cenizas emitidas durante la actividad 2006-2009.

OTRAS GEOFORMAS

Zona de Altiplanicie (OG-Alt)

Morfología extensa que se destaca entre las demás por presentar superficies horizontales y/o ligeramente onduladas o de suaves

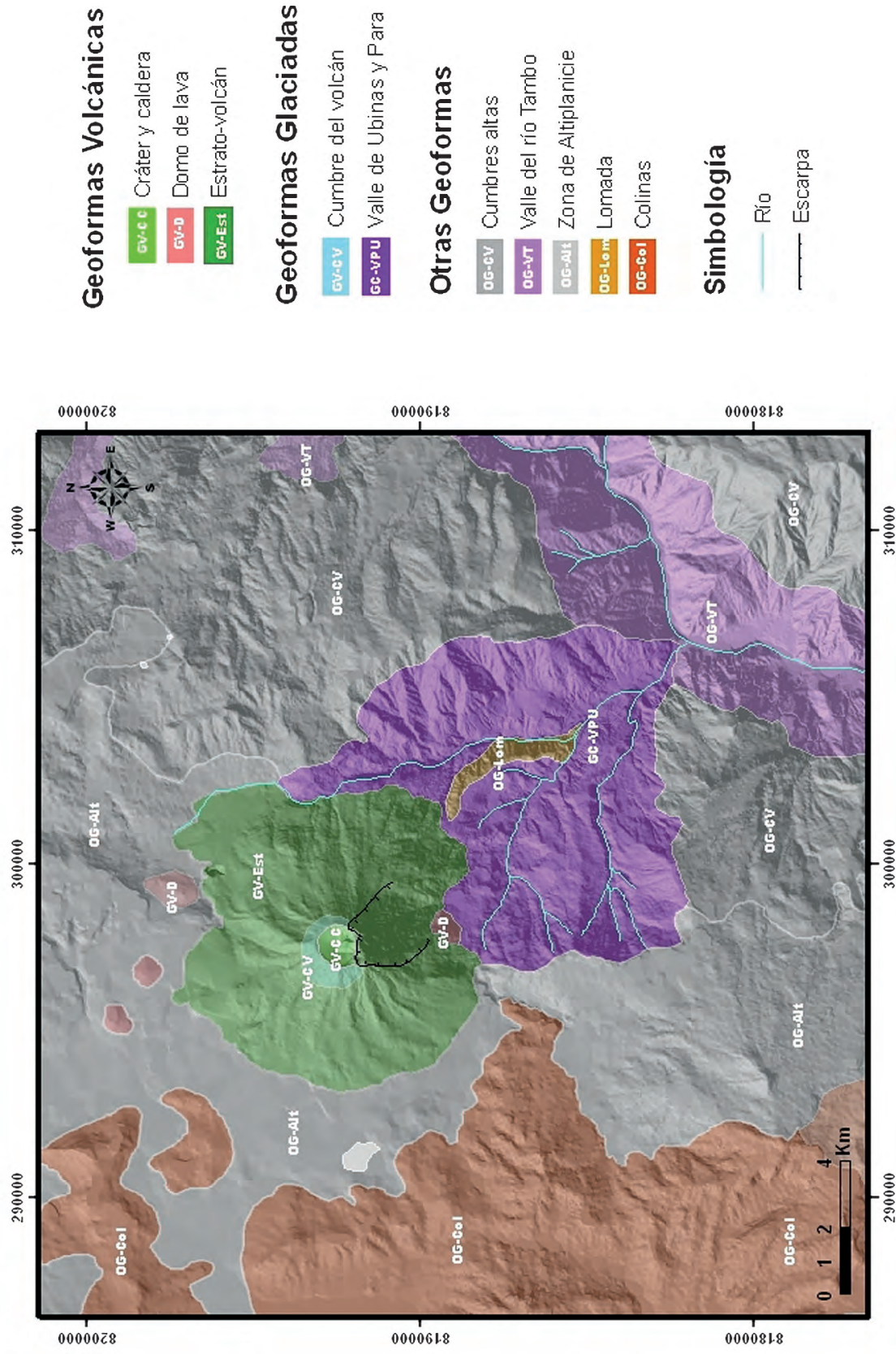


Figura 2.1 Mapa geomorfológico del volcán Ubina y alrededores.

pendientes, distribuidas al Norte, Noroeste, Este y Suroeste del volcán (fig. 2.1). Esta zona de altiplanicie litológicamente está constituida por ignimbritas soldadas (al Norte y Este del volcán), y flujos de lava que pertenecen al substrato del edificio. Sobre estos depósitos descansan sedimentos volcanoclásticos y depósitos de lapilli y cenizas.

La zona de altiplanicie durante el Pleistoceno a inicios del Holoceno fue intensamente glaciada, existiendo actualmente en ella gran cantidad de depósitos glaciares como:

- a) morrenas frontales y laterales (flanco Norte, Oeste y Sur del volcán Ubinas). Estas destacan por presentar una mezcla heterogénea de bloques de rocas volcánicas, gravas y limos;
- b) sedimentos glaciares y aluviales finos y bofedales rellenan las depresiones ubicadas al N y NE del volcán.

Zona de Altas Cumbres (OG-CV)

Corresponden a las zonas más elevadas (> 4800 msnm.) ubicadas dentro del área de estudio donde las condiciones de vida, tanto para los animales y plantas, se hacen difíciles.

Lomadas (OG-Lom)

Corresponden a las zonas elevadas con pendientes suaves y onduladas ubicadas al sur del volcán Ubinas.

Colinas (OG-Col)

Corresponden a zonas elevadas localizadas al Oeste del Ubinas. Estas zonas presentan pendientes de moderadas a abruptas (entre 30° y 80° de inclinación). Litológicamente, están constituidas por secuencias de lavas, flujos piroclásticos y lahares bastante cohesivos.

CAPÍTULO III

GEOLOGÍA

CONTEXTO GEODINÁMICO

En el sur del Perú, Bolivia y norte de Chile la subducción de la placa oceánica Nazca debajo de la placa continental sudamericana genera la existencia de un arco volcánico Plio-cuaternario denominado Zona Volcánica Central de los Andes (CVZ, $14^{\circ} 30' - 27^{\circ} S$, fig. 3.1.), donde se localizan ocho volcanes compuestos activos: Sara Sara, Nevado Sabancaya, Misti, Ubinas, Huaynaputina, Ticsani, Tutupaca, Yucamane (fig. 1.6) y, aproximadamente, cuarenta pequeños conos monogénicos de

escorias (zonas de Orcopampa-Andahua y Huambo). Este arco volcánico, se localiza a una distancia media de 250 km al Este de la fosa Peruano-Chilena y mide entre 60 y 80 km de ancho. El plano de Benioff se encuentra debajo de esta zona, entre 120 y 150 km de profundidad (Barazangi y Isacks, 1976). La dirección de convergencia de la Placa de Nazca debajo del continente sudamericano es $N 78^{\circ} E$ y tiene una velocidad media de 5-7 cm/año (Norabuena et al., 1999; Somoza, 1998). La edad de la placa subducida es de aproximadamente 40 a 50 Ma.

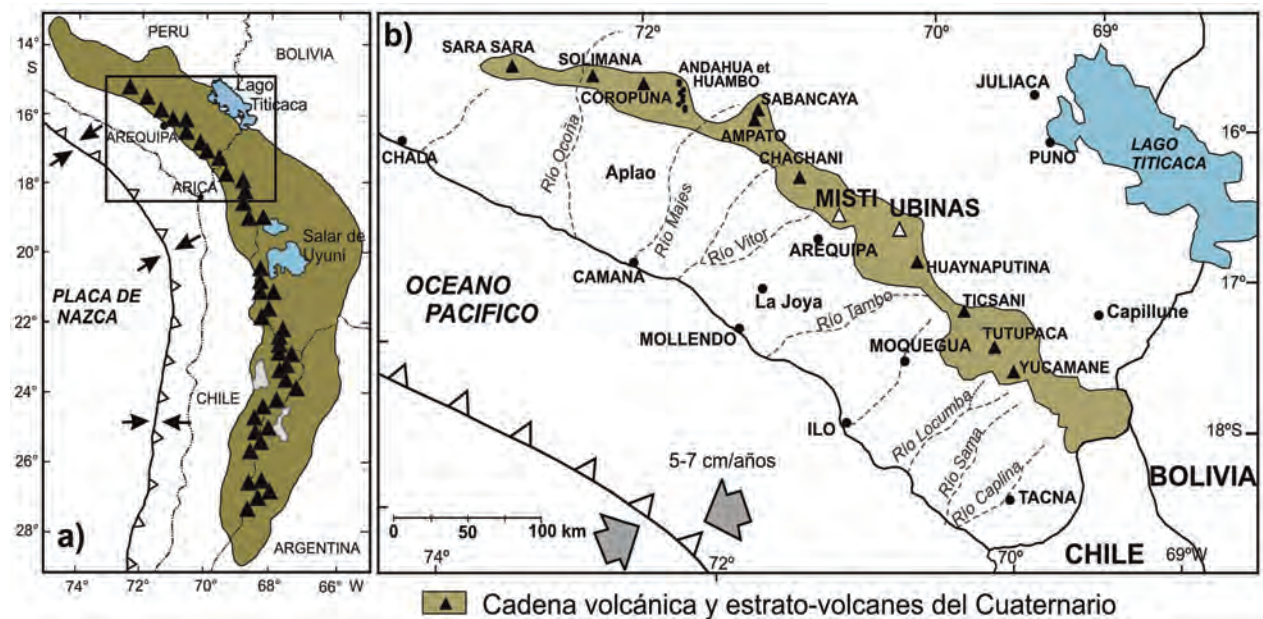


Figura 3.1 a) Mapa mostrando la localización de la Zona Volcánica Central de los Andes (CVZ). b) Mapa mostrando la localización de la cadena volcánica cuaternaria del sur peruano y los volcanes Misti y Ubinas.

Los volcanes andesíticos activos (Huaynaputina, Misti, Ubinas, Nevado Sabancaya, Sara Sara, Ticsani, Tutupaca y Yucamane) y potencialmente activos (Nevado Coropuna, Solimana, Nevado Chachani) de naturaleza calco-alcalina se han construido sobre una corteza continental cuyo espesor alcanza los 70 km, aproximadamente. La historia de esos volcanes se ha desarrollado desde hace menos de 1 Ma (volcanes Misti, Ubinas, Nevado Sabancaya, Tutupaca, Yucamane). Durante su historia, esos volcanes presentaron diferentes tipos de dinanismos eruptivos. Al menos, durante los últimos 100 ka, se han registrado erupciones

explosivas de tipo pliniana, subpliniana, freatomagmática y vulcaniana que emplazaron variados tipos de depósitos de caída y flujos piroclásticos alrededor de esos volcanes. Asimismo, en algunos de estos volcanes se ha producido el crecimiento de domos y su subsecuente destrucción generando depósitos de bloques y cenizas (volcanes Misti, Ticsani, Yucamane, Ubinas). También, algunos volcanes durante su historia eruptiva presentaron derrumbes o colapsos de flancos que emplazaron depósitos de avalanchas de escombros en sus inmediaciones (volcanes Ticsani, Misti, Ubinas, Pichu Pichu, Tutupaca). Esos

dinamismos eruptivos han sido puestos en evidencia por diversos estudios volcanológicos y estratigráficos efectuados durante esos últimos quince años (Rivera et al., 1998; Suni, 1999; Thouret et al., 2001, 2002; Legros, 2001; Adams et al., 2001; Thouret et al., 2005; Gerbe y Thouret, 2005; de Silva et al., 2008).

Los volcanes activos del sur peruano muestran una actividad volcánica variable; ligada, probablemente, a las condiciones físico-químicas que operan en los reservorios magmáticos y a las variaciones temporales de la composición química y del volumen de magma inyectado en el reservorio magmático superficial. A lo largo de la evolución de los estrato-volcanes, se ha podido poner en evidencia variaciones en la composición química de los magmas a diferente escala de tiempo. Las variaciones a corto plazo son observadas durante una sola erupción o ciclo eruptivo, por ejemplo la erupción pliniana de 1600 d.C. del volcán Huaynaputina (Thouret et al., 1999; Adams et al., 2001; de Silva et al., 2008). Estas variaciones pueden ser atribuidas a una zonación del reservorio magmático antes de la erupción o a la mezcla de magmas de diferentes composiciones. Las variaciones a mediano plazo son observadas al interior de una secuencia efusiva o explosiva durante periodos de varios miles de años, y pueden ser atribuidas a una gran variedad de procesos petrogenéticos, como la cristalización fraccionada, la mezcla de magmas o la AFC (asimilación-cristalización fraccionada), así como a diferencias en la fuente mantélica de los magmas. Las diferencias de composiciones observadas a largo plazo, es decir, durante la historia de un volcán, reflejan el cambio de las condiciones físico-químicas de génesis y de evolución de magmas que pueden derivar de diversas regiones fuentes.

Los diversos estudios de petrogénesis de magmas de los volcanes cuaternarios del sur del Perú efectuados por Dostal et al., (1977); Lefèvre, (1979); Delacour et al., (2007); Gerbe y Thouret, (2004); Thouret et al., (2005); de Silva et al., 2008 han mostrado que la mayoría de los volcanes existentes en esta zona son de naturaleza calco-alcalina, con predominancia de andesitas y que pueden ser generados, principalmente, por la fusión parcial de la cuña del manto debido a la deshidratación de la corteza oceánica subducida. Además, los magmas durante su evolución y posterior emisión hacia la superficie son afectados por procesos complejos de AFC (asimilación y cristalización fraccionada) y mezcla de magmas en la base la corteza continental (proceso MASH: mezcla, asimilación, acumulación y homogenización de Hildreth y Moorbath, 1988). Posteriormente, los magmas durante su ascenso a la superficie son afectados por otros procesos de contaminación por la corteza continental, ya sea al momento del almacenamiento y/o ascenso. Esto debido a la presencia de una corteza continental muy engrosada (~70 km, James, 1971).

MARCO TECTÓNICO REGIONAL Y LOCAL

a) Estructuras de extensión regional

En base al análisis de imágenes de satélite, fotos aéreas y datos de campo se distinguen cuatro sistemas de fracturamiento y fallamiento regional (fig. 3.2):

- Un sistema de fallas normales de orientación NO-SE que se prolonga desde el flanco sur del Ubinas hacia el valle del río Tambo. Este sistema de fallas a la vez genera un graben de aproximadamente 1500 m de desnivel en el valle del río Tambo (Lavallée et al., 2008).
- Fracturas y fallas con rumbo N 24° O a N 32° O se distinguen al Este, Norte y Oeste del volcán Ubinas (fig. 3.2), cuya cinemática no ha sido aún determinada.
- Fracturas con rumbo N 64° O (fig. 3.2) al sur del Ubinas que afectan rocas de la formación Matalaque y rocas intrusivas del Terciario superior - Cretáceo inferior.
- Una falla de rumbo N 42° O (fig. 3.2), se evidencia dentro del valle de Ubinas. Esta falla se prolonga desde la confluencia de los ríos Ubinas y Tambo hasta la parte baja del volcán Ubinas (flanco sur). Fracturas con una orientación similar son observadas al Este y NE del Ubinas (cañon del río Tambo).

b) Estructuras de extensión local

- Existe una falla de rumbo N 30° O que cruza la caldera y cráter del volcán Ubinas (fig. 3.2).
- Falla de rumbo N 35° O en el flanco sur del volcán Ubinas, la que posiblemente ha contribuido en la desestabilización de dicho flanco.
- Dentro del edificio volcánico existen fracturas verticales con rumbos N 6° E, N10°E y N 160° E (fig. 3.2).

ESTRATIGRAFÍA GENERAL E HISTORIA GEOLÓGICA

Las unidades litológicas más antiguas que afloran en áreas aledañas al volcán Ubinas corresponden a las secuencias volcánicas que datan del Cretáceo inferior al Pleistoceno y son: Formación Matalaque, Volcánico Lllallhui (Grupo Tacaza) y el Grupo Barroso. Estas unidades forman parte del substrato del Ubinas.

A continuación se presenta la descripción estratigráfica regional y local.

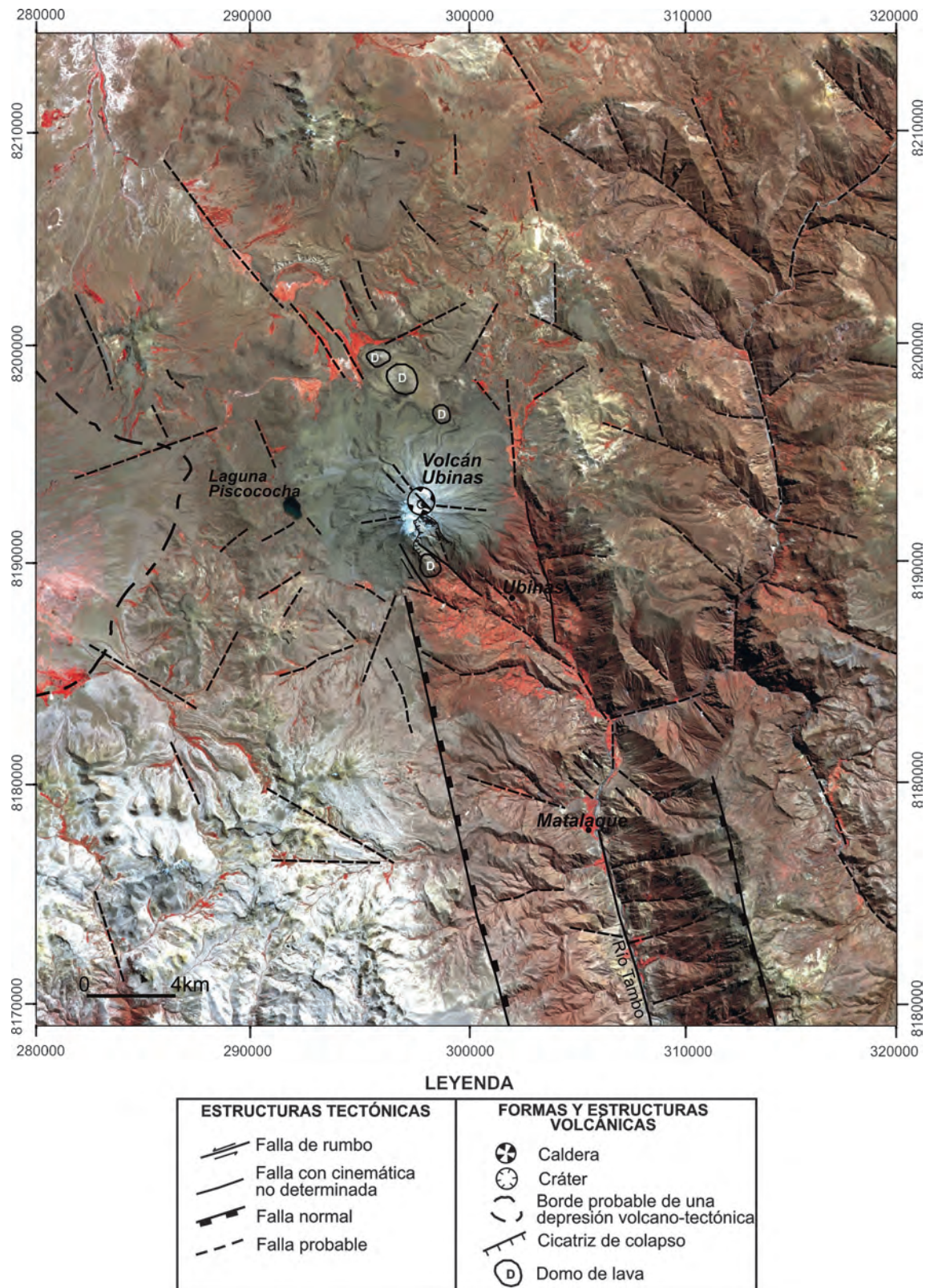


Figura 3.2 Imagen Aster donde se muestran linamientos y fallas existentes en el volcán Ubinas y áreas aledañas

Cretáceo medio-superior

Formación Matalaque (Km-ma)

El nombre de Formación Matalaque fue utilizado por Marocco y del Pino (1966) para describir una serie de rocas volcánicas que afloran en los alrededores del distrito de Matalaque, ubicado al Sureste del volcán Ubina. Esta formación se encuentra sobreyaciendo con ligera discordancia erosional a la secuencia sedimentaria del Jurásico correspondiente al Grupo Yura y subyace en discordancia angular a las rocas volcánicas del Grupo Tacaza (Oligoceno). Las rocas volcánicas pertenecientes a la Formación Matalaque son reconocidas en la intersección de los ríos Ubina y Tambo, de donde se prolonga río abajo hasta inmediaciones del pueblo de Carumas y Quinistaquillas. Esta formación está constituida por una secuencia de lavas de composición andesítica alteradas y, ocasionalmente, bancos de ignimbritas soldadas. El conjunto litológico presenta coloraciones verde grisáceo, gris oscuro y violeta (producto de alteración y/o meteorización).

En el área de estudio no se aprecia el contacto de la base, sin embargo, se le atribuye un espesor mayor a 800 m. En cuanto a la edad de emplazamiento no existen dataciones disponibles a la fecha; no obstante, se puede tomar el criterio basado en la similitud litológica, observada en la proximidad del distrito de Carumas por Mendivil (1966) en donde yacen sobre las rocas de la Formación Murco y se cubren por la Formación Arcuquina y secuencias volcánicas del Grupo Tacaza. Según García (1979) descansan sobre la Formación Omate, por lo tanto se emplazaron durante el Cretáceo medio-superior.

En la actualidad, aún no existe un estudio geoquímico detallado de las rocas de la Formación Matalaque que muestre si pertenecen o no a otro arco volcánico que el actual.

Cenozoico

Grupo Tacaza (P-Ta)

Dentro de las áreas enmarcadas en la zona de estudio, Marocco y del Pino (1966) describieron, como parte del Grupo Tacaza (Paleógeno) al Volcánico Llallahu, que consiste en secuencias de ignimbritas de composiciones riolíticas, dacíticas y andesíticas, eventualmente intercaladas con flujos de lava y depósitos de avalanchas de escombros. Las rocas que conforman esta unidad tienen una amplia distribución geográfica en el sur del Perú. Dataciones realizadas por Bellon y Lefèvre (1976), Gutierrez (1981), Sanderman et al., (1995) y otros autores en rocas del Grupo Tacaza, determinaron una edad entre 27 y 19 Ma (Oligoceno-Mioceno). En este estudio, teniendo en cuenta su litología, grado de alteración de las rocas, presencia de pliegues y su posición estratigráfica, preliminarmente hemos asignado seis secuencias volcánicas como pertenecientes al Grupo Tacaza:

P-Ta1 – Depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas soldados de color rojo ocre que yacen en ambas márgenes de los ríos Para y Ubina. Estos depósitos contienen bloques juveniles andesíticos de hasta 80 cm de diámetro y miden entre 40 y 80 m de espesor. Descansan directamente sobre la Formación Matalaque del Cretáceo medio a superior.

P-Ta2 – Secuencia volcanoclástica estratificada con depósitos sedimentarios (fig. 3.3). Esta secuencia de más de 60 m de espesor aflora en la cabecera del valle de Ubina (sector de Sacohaya) y en la margen izquierda del valle del río Para. Está constituida por niveles de limonitas estratificadas intercaladas con niveles de flujos de barro. Eventualmente, presenta fallas normales con rumbo N 30° E en la zona de Sacohaya. Estas rocas sobreyacen a lavas de la Formación Matalaque.



Figura 3.3 Niveles de limonitas dentro de la secuencia volcánica P-Ta2 (Grupo Tacaza) visibles en la parte alta del poblado de Sacohaya.

P-Ta3 – Depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas. Los depósitos afloran al Noreste y Sureste del volcán Ubina (fig. 3.4). Están constituidos de fragmentos de pómez y líticos lávicos polimícticos, de tamaños centimétricos, incluidos dentro de una matriz de ceniza. Estos depósitos miden entre 6 y 8 m de espesor. Son masivos y bastante cohesivos. Presentan una coloración blanquecina.



Figura 3.4 Depósito de flujo de pómez y cenizas, bastante cohesivo perteneciente al Grupo Tacaza (P-Ta3) que aflora al Noreste del volcán Ubinas.

P-Ta4 – Secuencia de flujos piroclásticos y lavas andesíticas. Esta secuencia aflora al Este del volcán Ubinas (cerro Chalujen). Comprende varios niveles de flujos piroclásticos entre flujos de cenizas y pómez y caída de cenizas, bastante compactos, eventualmente intercalados con flujos de lava. Las ignimbritas se presentan en bancos gruesos, que miden entre 8 y 20 m de espesor y presentan fracturas verticales. En total miden más de 300 m de espesor. Localmente, se distingue un ligero plegamiento de las capas. Estos depósitos se encuentran en parte alterados e hidrotermalizados.

P-Ta5 – Depósitos de flujo piroclásticos de cenizas. Estos depósitos afloran al Este del Ubinas (cerro Pacoorco Grande) y consisten en más de cuatro capas de flujos de cenizas bastante cohesivas que miden en total 120 m de espesor. Presentan una coloración ocre. El tope del afloramiento evidencia una ligera alteración silícica.

P-Ta7 – Depósito volcanoclástico constituido de bloques polimícticos englobados dentro de una matriz de cenizas, con una ligera estratificación. Los bloques son subangulosos y subredondeados y miden hasta 60 cm de diámetro. Este depósito de color violáceo cubre las rocas de la secuencia de flujos piroclásticos (P-Ta4).

Rocas Intrusivas

Rocas intrusivas de composición granodiorítica y diorítica afloran en la confluencia de los ríos Ubinas y Tambo, al SE del volcán Ubinas. Estas rocas poseen un área aproximada de 21 km² y se

encuentran cortando rocas volcánicas de la Formación Matalaque (Cretáceo medio-superior), por lo que se infiere que corresponden al Cretáceo superior-Terciario inferior. En conjunto presentan un color rojizo, pardo oscuro y gris producto de la meteorización.

Mioceno - Pleistoceno

Grupo Barroso

Las rocas pertenecientes al Grupo Barroso afloran entre las latitudes 16° a 20° Sur, en el seno de la Cordillera Occidental de los Andes, en el Sur del Perú. Según Benavides (1999), Thouret et al. (2007) y Mamani et al. (2010) este grupo ha sido dividido en dos miembros: un miembro inferior de edad Mio-Pliocena (10-3 Ma) y un miembro superior de edad Plio-Pleistocena (3-1 Ma).

En las áreas aledañas al volcán Ubinas, las rocas del Grupo Barroso afloran al NO, O y SO de dicho volcán. En este estudio, teniendo en cuenta la litología, grado de alteración de las rocas y su posición estratigráfica, preliminarmente, se ha asignado diez secuencias volcánicas al Grupo Barroso (ver Mapa Geológico). Dataciones radiométricas posteriores sobre esos productos podrán afirmar o descartar tal apreciación.

P-Ba1 – Ignimbrita no soldada de color rojo-ocre. Esta ignimbrita aflora al Norte y Noroeste del Ubinas (fig. 3.5). Consiste de 4 capas, la primera y tercera capa están ligeramente soldadas, mientras que la segunda y cuarta capa son poco cohesivas. Cada capa mide hasta 12 m de espesor, las cuales están dispuestas de manera subhorizontal. El conjunto alcanza entre 40 y 60 m de espesor. Las pómez son de composición riolítica y contienen biotita y cuarzo.

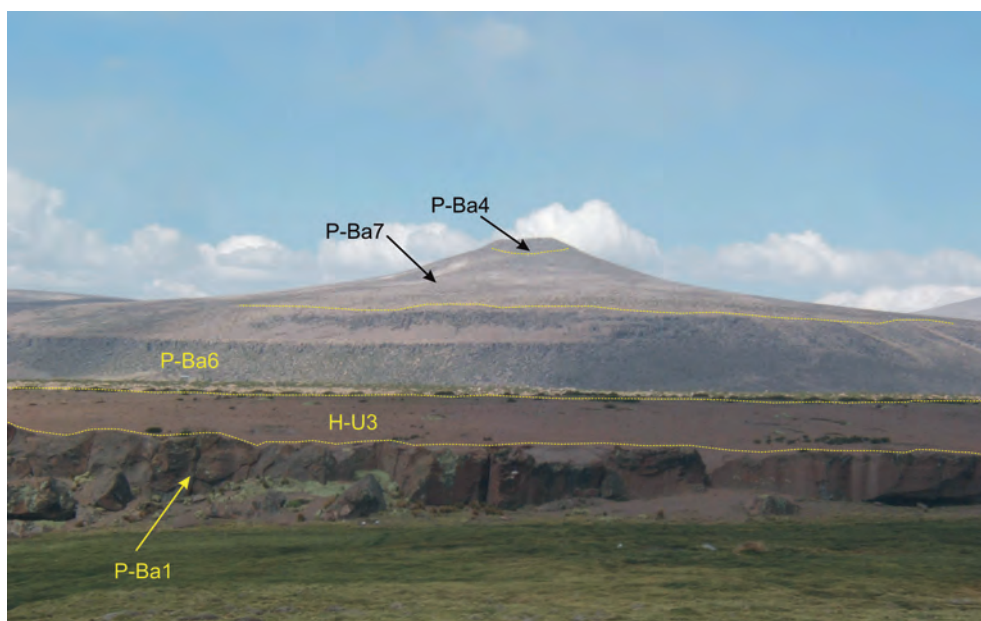


Figura 3.5 Secuencia de flujos piroclásticos o ignimbritas, pertenecientes al Grupo Barroso que afloran al NO del Ubinas. En la base se distingue a la ignimbrita no soldada rojiza (P-Ba1) que infrayace a la ignimbrita dacítica soldada pardo oscura (P-Ba6). Sobreyace, a este último, la ignimbrita riolítica no soldada de color blanquecina a rosada (P-Ba7). En la parte superior, se distinguen lavas andesíticas (P-Ba4). Cubriendo los depósitos descritos se aprecian caídas piroclásticas de edad histórica (H-U3).

P-Ba2 – Depósito de avalancha de escombros. Este depósito aflora al pie del poblado de Anascapa (ver Mapa Geológico), en el sector de Sumarapi, y se distingue por presentar bloques que miden hasta 4 m de diámetro, de naturaleza andesítica, la mayoría bastante fracturados englobados dentro de una matriz de cenizas. Algunos de los bloques están hidrotermalizados. El depósito presenta tonalidades de gris rojizo, violeta y verdoso, además un mal sorteo. Es masivo y mide más de 80 m de espesor. Su origen está asociado al colapso parcial de un edificio antiguo del Grupo Tacaza, que aflora al Suroeste de la zona de estudio.

P-Ba3 – Flujos de lavas andesíticas de color gris verdoso. Estos flujos afloran al Noroeste del volcán Ubinas, más precisamente al Norte de la laguna Piscococha. Cada flujo mide entre 40 y 60 m de espesor. Forman pequeñas lomadas de hasta 80 m de altura. Aunque no disponemos de edades radiométricas de dichas rocas, por su grado de alteración y ligera deformación, estas pueden corresponder al miembro inferior del Grupo Barroso.

P-Ba4 – Secuencia de flujos piroclásticos y lavas andesíticas. Esta secuencia es visible al Oeste (laguna Piscococha), fig. 3.6 y 3.7 y Norte del volcán Ubinas (fig. 3.5). La base corresponde a una secuencia intercalada de capas de flujos piroclásticos de pómez y ceniza, caídas de ceniza y flujo piroclásticos de escoria. Hacia el tope predominan intercalaciones de flujos de lava y flujos piroclásticos. El espesor total tiene cerca de 150 m.

P-Ba5 – Ignimbritas dacíticas y riolíticas no soldadas de color rosado. Este depósito aflora al Sureste y Noreste del volcán Ubinas (figs. 3.8 y 3.9). Se trata de una secuencia ignimbritica masiva, bastante compacta que tiene entre 60 y 100 m de espesor. Está constituida de fragmentos de pómez y fragmentos líticos lávicos alterados y oxidados de menos de 12 cm, incluidos dentro de una matriz de ceniza. Las pómez miden hasta 30 cm de diámetro, son blancas, fibrosas y contienen abundante plagioclasa, biotita y cuarzo. Hacia el tope, se identifica una secuencia de caídas piroclásticas de ceniza y lapilli pómez, de hasta 6 m de espesor (fig. 3.9).

P-Ba6 – Ignimbrita dacítica soldada pardo oscura. Corresponde a un depósito de flujo de pómez y ceniza soldado que aflora al Norte del Ubinas (figs. 3.5 y 3.8). Esta ignimbrita está dispuesta de manera subhorizontal y mide entre 6 a 30 m de espesor. El depósito contiene gruesos cristales de cuarzo, biotita y plagioclasa. Sobreyace la secuencia descrita anteriormente (P-Ba5) y en algunas partes sobreyace la ignimbrita P-Ba1 (fig. 3.5). Las capas de ignimbritas presentan una ligera inclinación.

P-Ba7 – Ignimbrita riolítica no soldada de color blanquecina a rosada. Esta ignimbrita aflora al Norte y Noroeste del volcán Ubinas (fig. 3.5), sobre la secuencia descrita anteriormente (P-Ba6). Este depósito está constituido de fragmentos de pómez y líticos incluidos dentro de una matriz de ceniza de color blanquecina. Su espesor es variable, midiendo entre 40 a 60 m de espesor. La base del depósito está ligeramente soldada y el tope es poco cohesivo.

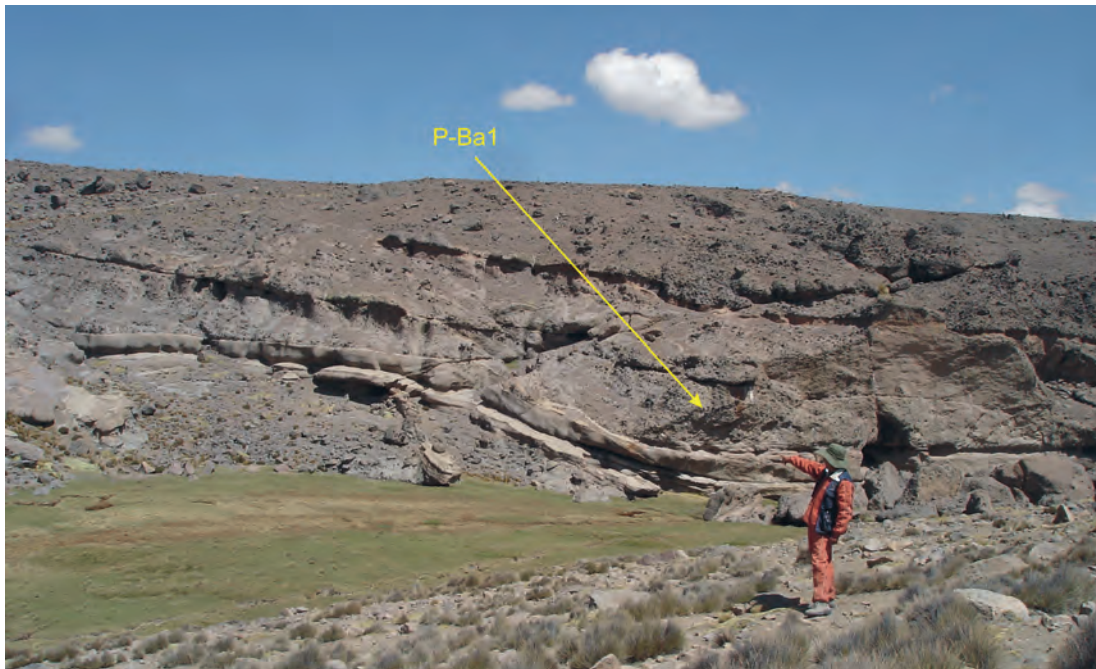


Figura 3.6 Secuencia de flujos y caídas piroclásticas (P-Ba4) que aflora a 1 km al NO de la laguna Piscococha. En este lugar posee poco más de 50 m de espesor.



Figura 3.7 Vista de acercamiento de la secuencia de la foto 3.6. En la base y tope se distinguen flujos piroclásticos de escoria y ceniza que miden entre 0,30 y 1,2 m de espesor; y en la parte intermedia se aprecia un depósito de caída de lapilli pómez de 0,25 cm de espesor.



Figura 3.8 En la base aflora la ignimbrita riolítica no soldada, cubierta por una secuencia de caídas de ceniza y lapilli pómez, en total poseen más de 20 m de espesor (P-Ba5). Hacia el tope la ignimbrita dacítica soldada pardo oscura (P-Ba6).



Figura 3.9 Vista de acercamiento de la secuencia de caídas de ceniza y lapilli pómez que aflora al tope de la ignimbrita riolítica no soldada (P-Ba5).

P-Ba8 - Depósito de avalancha de escombros. Este depósito aflora al Noreste del volcán Ubinas, y se distingue por presentar bloques lávicos sub angulares que miden hasta 4 m de diámetro, en su mayoría de naturaleza andesítica, englobados dentro de

una matriz de limos y arcillas (fig. 3.10). Algunos de los bloques están hidrotermalizados. El depósito presenta tonalidades de gris rojizo y violeta. El depósito en su conjunto está mal sorteado y es masivo, y mide más de 80 m de espesor.

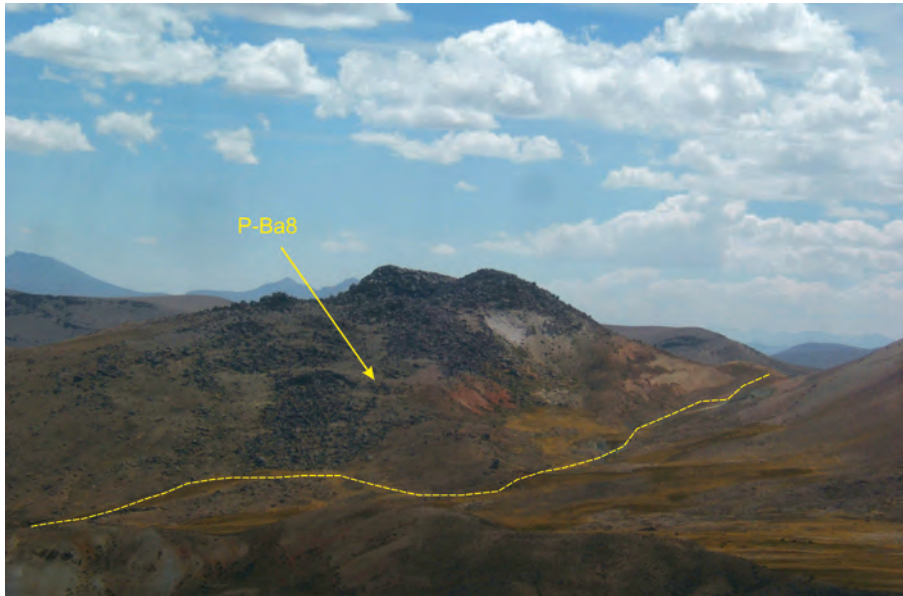


Figura 3.10 Depósito de avalancha de escombros, que aflora al Noreste del volcán Ubinas (P-Ba8). En él se pueden notar fácies de bloques, color gris oscuro, y fácies de matriz de color parduzco, amarillo-ocre y gris.

P-Ba9 – Flujos de lavas andesíticas silicificadas. Afloran al Suroeste del volcán Ubinas (cerro Huancarane). Cada flujo mide entre 40 y 60 m de espesor. Estos flujos forman pequeñas lomadas de hasta 80 m de espesor.

P-Ba10 – Flujos de lava andesítica gris oscura. Afloran al Suroeste del volcán Ubinas y se encuentran cubriendo lavas y flujos piroclásticos andesíticos (figs. 3.11 y 3.12). Cada flujo mide entre 20 y 40 m de espesor. Estos flujos se disponen de manera subhorizontal.

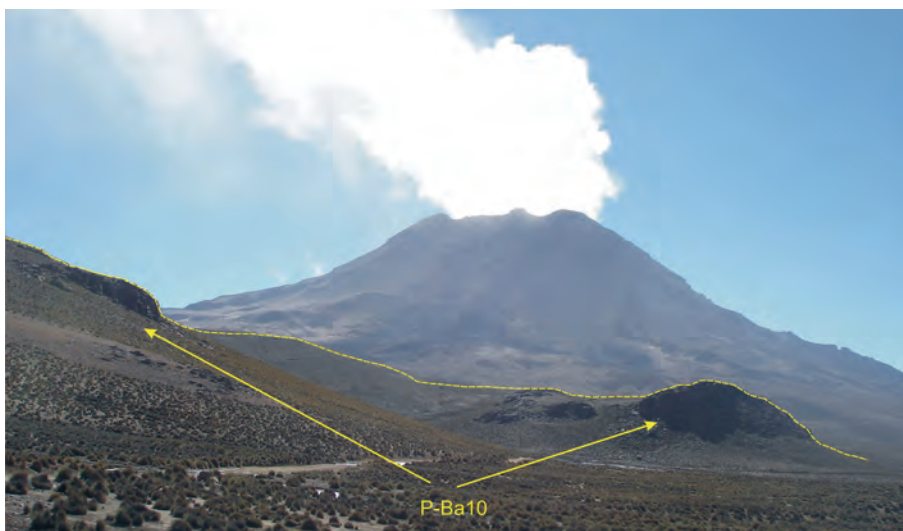


Figura 3.11 Flujos de lava andesíticas de 20 a 40 m de espesor (P-Ba10) que afloran al Sureste del volcán Ubinas.



Figura 3.12 Secuencia de flujos de lava andesíticas (P-Ba10) que afloran 6 km al SO del cráter del Ubinas (Campamento Base del INGEMMET).

Pleistoceno superior

Estrato-volcán Ubinas

El estrato-cono está conformado por una potente intercalación de flujos de lavas y flujos piroclásticos, en la que predominan las lavas. Estos depósitos en su conjunto le dan una geometría cónica asimétrica de ~1200 m de espesor (fig. 3.13) ligeramente alargada de Sureste a Noroeste. Sobre su estructura lávica yacen depósitos de caídas piroclásticas emplazadas entre el Holoceno y la época histórica. El estrato-cono posee un volumen

aproximado de 54 km³. Este estrato-cono se ha instalado sobre el borde de una altiplanicie y en la cabecera del valle del río Ubinas. La altiplanicie es visible al pie de los flancos Norte y Oeste del Ubinas. La parte baja del estrato-cono presenta lavas de suaves pendientes y hacia la parte alta, los flujos de lavas están muy inclinados (>40°). La actividad glaciaria acaecida desde el Pleistoceno ha producido una profunda erosión en la estructura volcánica, generando consecuentemente circos glaciares y depositando morrenas localizadas al pie del cono (flancos Este, Norte y Oeste).

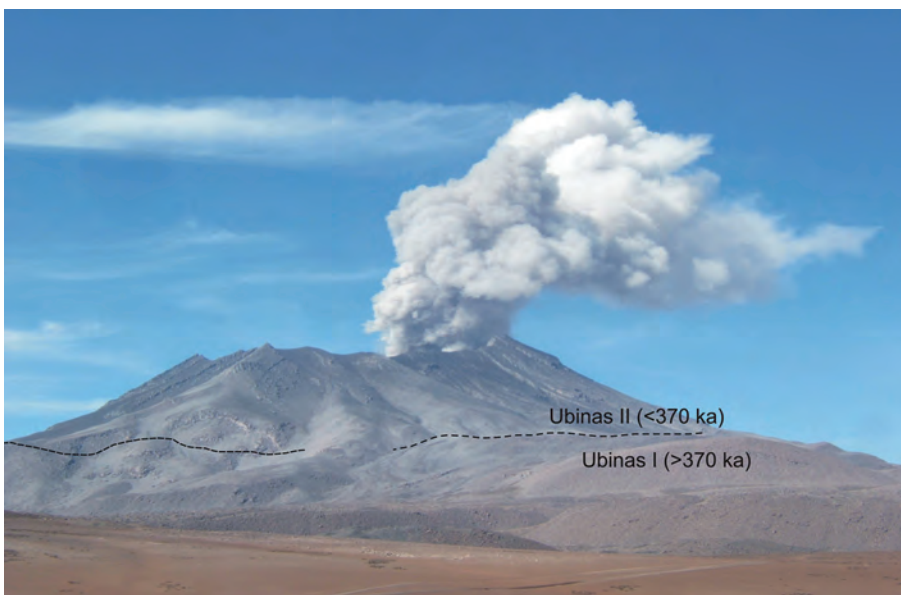


Figura 3.13 Vista del flanco norte del volcán Ubinas, donde se distinguen las lavas emplazadas en los periodos «Ubinas I» y «Ubinas II». Foto tomada en junio del 2007.

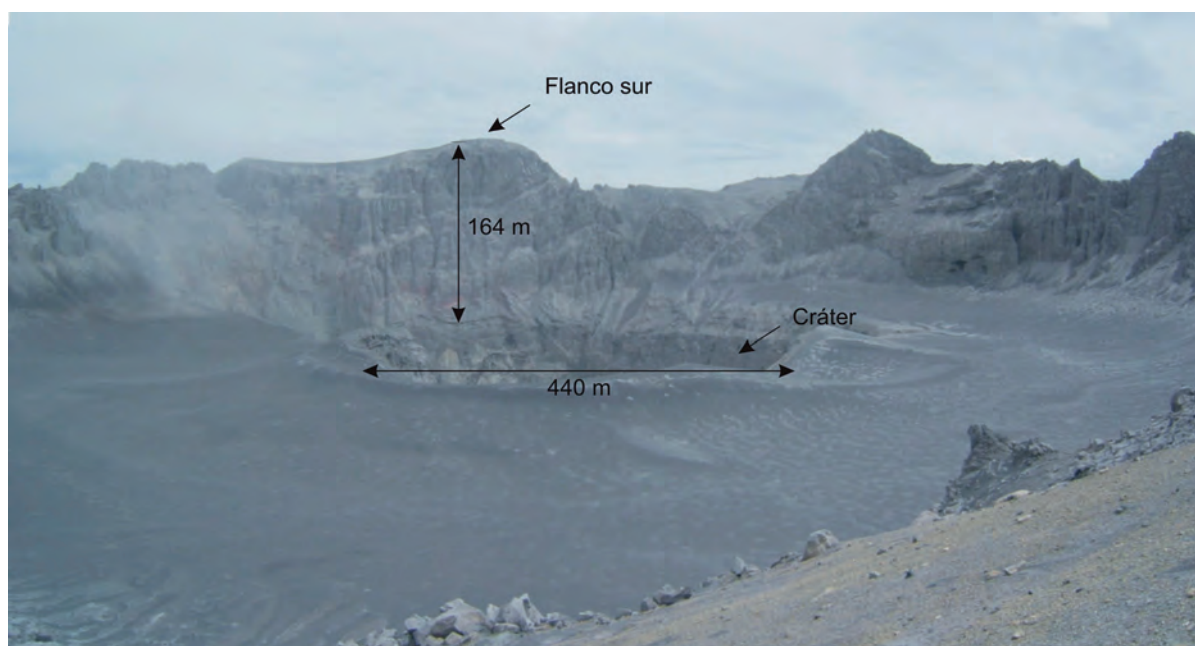


Figura 3.14 Vista de la caldera del volcán Ubinas, en cuyo sector SE se localiza el cráter. Foto tomada en junio de 2008.

La caldera actual del Ubinas contiene el cráter y un cono extenso de cenizas (hacia el sector Norte), ubicada a 5200 msnm. (fig. 3.14). La caldera es el producto de al menos, dos grandes episodios explosivos distintos, asociados posiblemente a un colapso de tipo «embudo» (Lipman, 1997) ocurridos entre 20 y 14 Ka. Hacia el pie de los bordes de la caldera yacen taludes de escombros conformados por bloques hidrotermalizados, gravas y limos que se van desprendiendo de las paredes de la caldera.

El cráter activo se encuentra ubicado al Sureste de la caldera (fig. 3.14), es de forma semi-cilíndrico y tiene una profundidad de ~300 m. Hacia el fondo del cráter se encuentra el viento activo generado durante la actividad 2006-2009, por donde emanan los gases y productos volcánicos. Además los bordes de dicho cráter son sub-verticales y están constituidos por lavas hidrotermalizadas, que a la vez se hallan cubiertas por capas de cenizas y lapilli estratificadas de colores ocre y gris que miden en total 22 m de espesor. Durante la historia eruptiva del volcán este cráter ha migrado. Actualmente, se encuentra sobre una fractura de rumbo N 30° O.

ESTRATIGRAFÍA Y EVOLUCIÓN DEL VOLCÁN UBINAS

El estudio estratigráfico muestra que el Ubinas se emplazó en dos periodos principales: Ubinas I (>370 ka) y Ubinas II (<370 ka hasta la actualidad). Para más detalle referirse a la fig. 3.15.

Ubinas I (> 370 ka)

Este periodo consiste de al menos dos etapas eruptivas que emplazaron dos tipos de depósitos:

la: Flujos de lava (P-U1)

El primer periodo eruptivo «Ubinas I» se desarrolló hace más de 370 ka, edad basada en dataciones ^{40}Ar - ^{39}Ar de lavas del cono medio del Ubinas efectuadas por Thouret et al. (2005). El periodo eruptivo «Ubinas I» estuvo caracterizado esencialmente por una prolongada actividad efusiva. Durante este periodo, se emplazaron variadas coladas de lava en bloques de composición andesítica y dacítica que cubren una superficie de ~45 km² y constituyen la base del estrato-volcán (figs. 3.13 y 3.15). Cada colada de lava tiene entre 30 y 60 m de espesor y el conjunto alcanza una potencia de ~600 m. Estas coladas yacen sobre ignimbritas riolíticas y campos de lava andesíticos del Mio-Pleistoceno.

lb: Depósitos de avalancha de escombros (P-U2)

Después de la construcción del estrato-volcán antiguo (≥ 370 ka) se produjo un colapso del flanco sur del edificio volcánico «Ubinas I» (fig. 3.16) generando un depósito de avalancha de escombros cuyo volumen es de ~2,8 km³, que fue canalizado en los valles de Ubinas y Para. Estos depósitos yacen sobre flujos de bloques y cenizas soldados del Oligoceno (Grupo Tacaza). La avalancha está constituida de bloques lávicos subangulosos de tamaños métricos hasta decimétricos, la mayoría están hidrotermalizados. La mayoría de bloques presentan fracturas de tipo «jigsaw» o «dientes de serrucho». El espesor de estas avalanchas es variable, sobrepasan los 220 m a 4 km al SE del cráter, y disminuyen hacia la parte baja del valle de Ubinas (30 m a 10 km al SE del cráter).

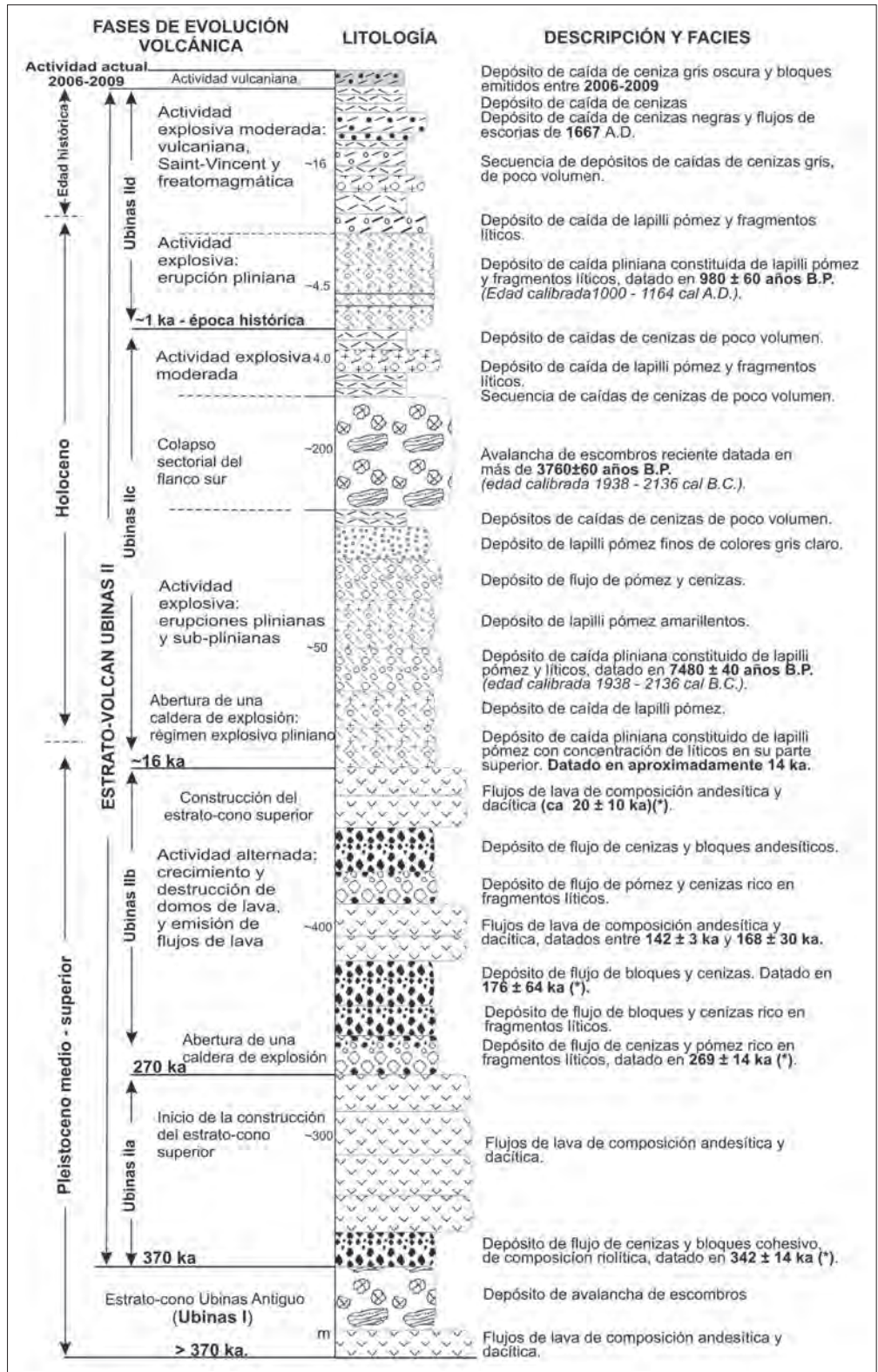


Figura 3.15 Columna estratigráfica del volcán Ubina: principales procesos e implicaciones para la evolución geológica y volcánica.

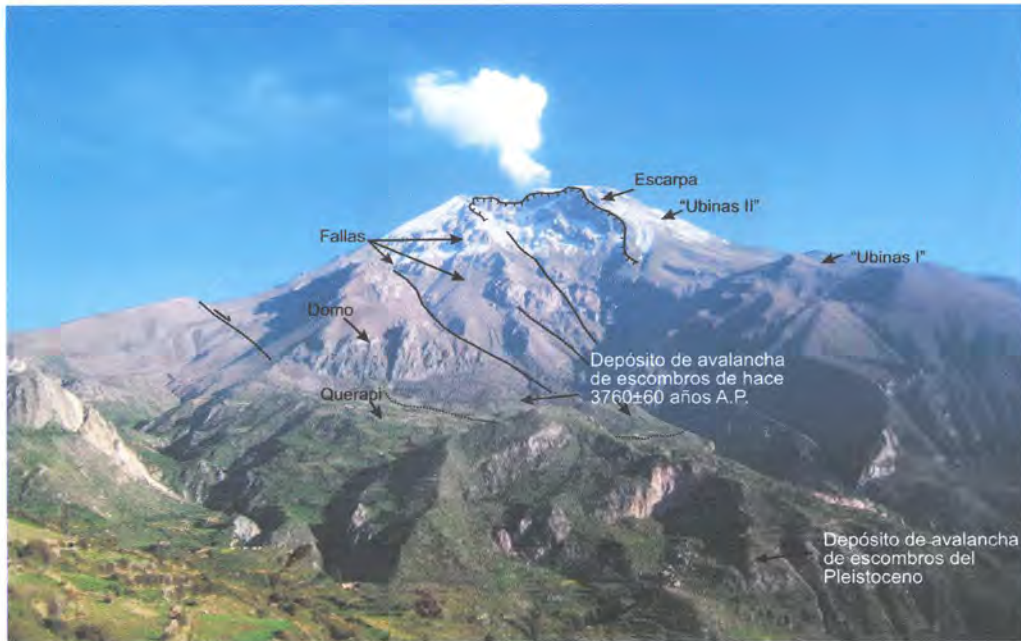


Figura 3.16 Flanco Sur del volcán Ubinas. Al pie se distinguen depósitos de avalancha de escombros del Pleistoceno y de hace ~3760 años A.P., productos del colapso del flanco sur.

Ubinas II (<370 ka hasta la actualidad)

Este periodo está dividido en cuatro grandes etapas eruptivas:

Ubinas IIa (370 a 270 ka)

Flujos de bloques y cenizas (crecimiento de domos) (370 a 270 ka) (P-U3)

Después del emplazamiento de la avalancha de escombros, la actividad del Ubinas se reinició bajo la forma del crecimiento y subsecuente destrucción de domos que generan flujos de bloques y cenizas de composiciones andesítica y riolítica, cuyos depósitos se encuentran dispuestos en ambas márgenes de los valles de Para y Ubinas, entre 8 y 12 km al Sureste del volcán, respectivamente. Estos depósitos afloran hasta la confluencia de los ríos Anascapa y Ubinas. El más antiguo ha sido datado en 342 ± 64 ka por Rivera (2010); tiene 30 m de espesor y contiene bloques masivos riolíticos de hasta 1 m de diámetro, incluidos dentro de una matriz de ceniza de color gris claro. El volumen de este depósito ha sido estimado en aproximadamente $0,5 \text{ km}^3$. Los depósitos yacen encima del depósito de la avalancha de escombros descrita anteriormente.

Después del emplazamiento de los flujos de bloques y cenizas, una actividad esencialmente efusiva ha generado flujos de lava de composiciones andesítica y dacítica, que forman la base del cono superior del Ubinas (de 4800 a 5200 msnm.). En general, estas lavas presentan pendientes muy pronunciadas $\geq 30^\circ$ (fig. 3.16).

Cada flujo de lava tiene entre 20 y 40 m de espesor y han recorrido una distancia máxima de 5 km desde el cráter.

Ubinas IIb (270 a 16 ka)

Flujos de pómez y cenizas: caldera de colapso (~270 a 250 ka) (P-U3-1)

Después del emplazamiento de flujos de lava, la actividad continúa con el emplazamiento de flujos de pómez y cenizas no soldados que afloran en el valle de Ubinas (entre 7 y 8 km al Sureste del cráter, sector de Sacohaya, fig. 3.17). Estos depósitos que miden entre 40 y 60 m de espesor están constituidos de tres capas de pómez y cenizas de composiciones dacíticas y andesíticas ($61-63,4 \text{ wt\% SiO}_2$) que tienen entre 4 y 20 m de espesor. El depósito de flujo piroclástico más antiguo de esta unidad ha sido datado en 269 ± 14 ka por Rivera (2010). Los depósitos son masivos y de color ocre. Dentro de ellos se distinguen fragmentos líticos andesíticos de tamaños centimétricos. El emplazamiento de estos flujos de cenizas y pómez dacíticos de $1,8 \text{ km}^3$ se ha producido probablemente como consecuencia del colapso de una caldera antigua del volcán Ubinas, sobre la cual posteriormente se emplazaron coladas de lava del cono de la cumbre que terminaron por cubrir los bordes de esta caldera. Actualmente, la existencia de una discordancia entre las coladas de lava del cono superior y cono antiguo (cambio de pendiente y presencia de fracturas), visibles en el flanco S y SE, puede representar la traza en superficie de la caldera. Estudios geofísicos de potencial espontáneo apuntan en este sentido (Thouret et al., 2005).



Figura 3.17 Secuencia de flujos de pómez y cenizas emplazadas al pie del poblado de Sacohaya.

Depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas, y flujos de lava (250 a 20 ka) (P-U5, P-U4)

Después del emplazamiento de flujos de pómez y cenizas, la actividad ha alternado con una etapa de crecimiento y destrucción de domos que generaron flujos de bloques y cenizas, y emisiones de lava, interrumpidos por algunos episodios explosivos.

Un domo dacítico que aflora al pie del flanco Sureste (4100 msnm.) de aproximadamente 600 m de altura ha sido datado por Thouret et al. (2005) en 250 ± 20 Ma (fig. 3.16). Ese domo se construyó y destruyó produciendo depósitos de flujo piroclástico de bloques y cenizas, que fueron depositados en el fondo del valle de Ubinas a 8 km al SE del volcán (carretera Ubinas - reservorio de agua) y en la quebrada Infiernillo (6 km al SE del cráter) en donde miden 20 m de espesor. Un depósito de flujo de bloques y cenizas de 30 m de espesor que aflora a 8 km del cráter, en la parte superior de una secuencia piroclástica ha sido datada en 176 ± 64 (Rivera, 2010). Ese depósito contiene bloques lávicos andesíticos y fragmentos líticos incluidos dentro de una matriz cenizosa de color ocre y gris claro.

Seguido al crecimiento y destrucción de domos se ha producido la emisión de flujos de lava dacíticas y andesíticas en bloques que conforman el cono de la cumbre, de 4800 a 5672 msnm. (figs. 3.13 y 3.16). Dataciones ^{40}Ar - ^{39}Ar arrojan edades comprendidas entre

168 ± 30 ka (Thouret et al., 2005) para una lava del cono medio, y 20 ± 10 para una lava del cono superior localizado a 5400 msnm. (Rivera, 2010).

Depósitos de flujo de pómez y ceniza (150 a 20 ka) (P-U7)

Corresponden a al menos tres depósitos de flujos piroclásticos de pómez y cenizas no soldados que afloran entre 7 y 8 km al Sureste del cráter, en la parte superior del sector de Corohuayo. Estos depósitos están constituidos de pómez centimétricos de composiciones dacíticas y andesíticas (61-63 wt% SiO_2), así como, de fragmentos líticos centimétricos incluidos dentro de una matriz de cenizas. Cada depósito tiene entre 4 y 8 m de espesor. En total la secuencia mide 40 m.

Depósitos de lahares y flujos piroclásticos no soldados (20 a 16 ka) (H-U0)

Estos depósitos se encuentran en la zona de Corohuayo (8 km al SE del cráter) y yacen sobre los depósitos de flujos de pómez y cenizas descritos anteriormente. Corresponden a al menos 3 niveles de lahares intercalados con dos depósitos delgados de flujo de ceniza. Los lahares poseen espesores que varían entre 1 a 4 m de espesor. Estos depósitos están constituidos de fragmentos de lava, incluidos dentro una matriz fina areno-limosa bastante cohesiva.

Ubinas Ilc (16 ka a 1000 años A.P.)**Formación de la caldera de la cumbre (~16 ka – época histórica) (H-U1)**

Durante los últimos ~16 ka el Ubinas ha presentado principalmente erupciones explosivas de tipo pliniana, freatomagmática, freática y vulcaniana, que han emplazado importantes secuencias de caídas piroclásticas y algunos flujos piroclásticos, visibles sobre todo en los valles de Ubinas y Para, y en algunas quebradas situadas al pie de los flancos Sur y Sureste, en un radio de 8 km alrededor del volcán.

Depósitos de caída ligados a la formación de la caldera del Ubinas están localizados al pie de los flancos Sureste (cerca de la localidad de Sacohaya) y Sur (Quebrada Infiernillo), entre 9 y 6 km del cráter, respectivamente. Cerca de la localidad de Sacohaya se distingue una secuencia de caídas piroclásticas recientes. El depósito más antiguo corresponde a una caída de lapilli de pómez riolítico, rico en fragmentos líticos de 4.8 m de espesor, con granoclasificación inversa (figs. 3.15 y 3.18). Este depósito, estimado en 2 km^3 es el más antiguo que encontramos alrededor del volcán y proviene de una erupción pliniana que ha dado probablemente lugar a la formación de la caldera actual del volcán. Ha sido dispersado en forma de un lóbulo cuyo eje está orientado hacia el SO.

Es más antiguo que 7480 ± 40 años A.P. y puede corresponder a un depósito de caída riolítica que ha sido datado en aproximadamente $14,69 \pm 0,29$ ka A.P. en la laguna Salinas (30 km al SO del Ubinas) por Juvigné et al. (1997).

Como se ha indicado anteriormente, el Ubinas presenta una caldera de la cumbre de 1,4 km de diámetro (Fig. 3.14). Teniendo en cuenta, las edades de los flujos de lavas recientes que forman la cima del volcán (aproximadamente 20 ka) y las edades de los depósitos de caídas (menos de 14 ka), la edad de la formación de la caldera de la cumbre puede estar comprendida entre 20 y 14 ka A.P.

El depósito de caída pliniana de hace ~14 ka (fig. 3.18) está cubierto por una capa de cenizas removidas y un suelo de 0,4 m de espesor, sobre el cual yace una capa de lapilli de pómez de 0,18 m de espesor. Sobreyaciendo esos depósitos, encontramos una capa de caída de lapilli de pómez dacíticos de 1,2 m de espesor datada en 7480 ± 40 años A.P. (Thouret et al., 2005) constituida de lapilli de pómez dacíticos (16 cm de diámetro máximo) con abundantes fragmentos líticos centimétricos. Encima de este último depósito afloran al menos tres capas de caídas de lapilli pómez pertenecientes a caídas plinianas y emplazadas hace menos de 7,5 ka.



Figura 3.18 Secuencia de caída de tefras que aflora en la zona de Sacohaya.

Depósito de avalancha de escombros: colapso de flanco sur (~3670 ka)(P-U6)

Poco antes de 3670 años \pm 60 A.P. (Rivera et al., 1998), se produjo un segundo colapso del flanco Sur del edificio volcánico que generó un depósito de avalancha de escombros. Esta

avalancha de escombros tiene un volumen estimado de $1,6 \text{ km}^3$ y aflora hasta 6 km al pie de la pared Sur del Ubinas (fig. 3.16). Estos depósitos rellenaron la cabecera del valle de Ubinas donde formaron *hummocks* o colinas cónicas de 40 a 80 m de altura. Los depósitos están constituidos de bloques de lava fracturados

de hasta 10 m de diámetro, incluidos dentro de una matriz limosa. La edad de 3670 años \pm 60 A.P. fue obtenida por la datación ^{14}C de un trozo de carbón encontrado en la base de la avalancha, cerca de la localidad de Querapi (4000 msnm.).

Entre 7 y \sim 1 ka, el Ubinas ha presentado una actividad explosiva relativamente moderada, debido a la presencia de tres capas de caídas de lapilli pómez dacíticos y andesíticos que tienen entre 80 y 60 cm de espesor (descritos anteriormente), cubiertas por una secuencia de capas delgadas de cenizas finas. Los primeros son visibles en el sector de Sacohaya (9 km al Sureste del volcán) y la quebrada Volcanmayo (6 km al Sur del cráter), fig. 3.19. Mientras que la secuencia completa de cenizas finas es visible en la quebrada Volcanmayo. Esos depósitos están dispuestos en capas delgadas, estratificadas y de colores gris y ocre. Tienen en total 5 m de espesor y son cubiertos por un suelo de 0,9 m de espesor (fig. 3.19).

Ubinas IId (1000 años A.P. a época histórica)

Depósito de pómez y cenizas: erupción pliniana de hace 1000 años (H-U2)

La última erupción pliniana del Ubinas ha sido datada en 980 \pm 60 años A.P. (Rivera et al., 1998). Esta erupción generó un depósito de caída de lapilli de pómez que alcanza 4,5 m de espesor a 6

km al SE del cráter (Quebrada Infiernillo). Ese depósito yace sobre un suelo de 0,9 m de espesor. El depósito de caída está constituido de lapilli de pómez andesíticos de 0,5 a 10 cm de diámetro y fragmentos líticos andesíticos de 1 a 8 cm de diámetro. Presenta una granoclasificación inversa. Entre 60 y 100 cm de su base existen dos capas delgadas de lapilli y cenizas de color rosado de 10 cm de espesor ligados a eventos freáticos producidos durante la erupción pliniana. Este depósito cuyo volumen estimado es de \sim 2,8 km³ fue probablemente dispersado en un lóbulo cuyo eje estaba dirigido hacia el E-SE. En efecto, a más de 40 km al SE del volcán alcanza 25 cm de espesor.

Después de la última erupción pliniana, la actividad del Ubinas ha sido caracterizada por erupciones explosivas leves a moderadas (Índice de Explosividad Volcánica – IEV, 1-3) de tipo vulcaniana de poco volumen ($<0,01$ km³) con una posible componente freatomagmática. Se ha descrito, adicionalmente, actividad freática de poco volumen ($<0,01$ km³) y continua actividad fumarólica en el cráter. En efecto, encima del último depósito de caída pliniana datada en 980 \pm 60 años A.P. existen al menos tres capas de caída de lapilli pómez y fragmentos líticos que miden entre 30 y 50 cm de espesor (a 6 km al SE del cráter). Esos depósitos contienen bloques juveniles densos, con superficies vítreas ovaladas y fracturas radiales que sugieren eventos freatomagmáticos.

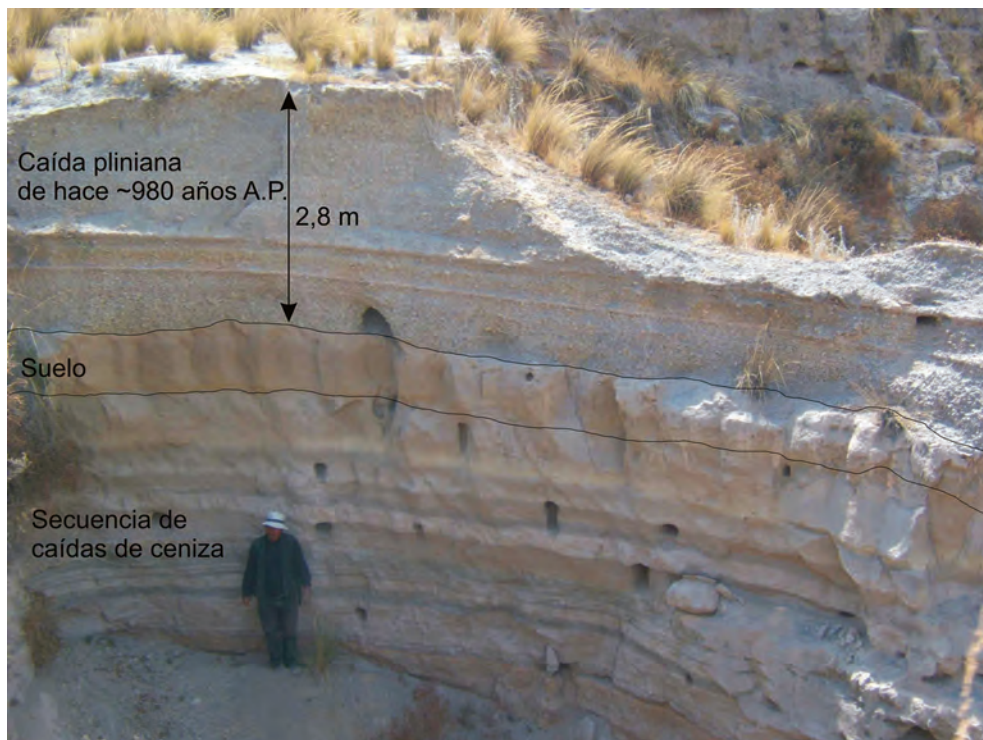


Figura 3.19 Secuencia piroclástica visible en el sector de Corohuayo (6,5 km al Este del Ubinas) en el cual se distingue el depósito de caída pliniana de hace \sim 980 años A.P. que cubre delgados niveles de cenizas grises.

Depósitos de caída de cenizas: erupciones explosivas moderadas ocurridas hace menos de 500 años (H-U3)

Concerniente a la actividad histórica, es decir la actividad registrada desde el año de 1550 d.C., las crónicas y algunos depósitos identificados en el campo muestran que el Ubinas ha presentado al menos 25 episodios eruptivos (Hantke y Parodi, 1966; Simkin y Siebert, 1994; Valdivia, 1995; Rivera et al., 2007) de bajo Índice de Explosividad Volcánica (IEV 1 - 3), y con una recurrencia de 2 a 6 eventos por siglo, considerándolo como el volcán más activo del Perú. Esos episodios corresponden a erupciones vulcanianas, Saint-Vincent y a importantes crisis fumarólicas. La erupción explosiva de tipo Saint-Vincent de 1677 (IEV 3, según Simkin y Siebert, 1994) ha emitido flujos de escorias de color gris que miden hasta 0,8 m de espesor y emplazado a 1 km al Oeste del cráter. Asimismo, durante esta erupción, fueron emitidas cenizas que fueron dispersadas hacia áreas mediales y distales (>4 km del cráter).

En seguida, aproximadamente los últimos 300 años la actividad ha permanecido leve, e intermitente, como atestiguan los delgados depósitos removidos de cenizas finas grises observados en la caldera, sobre los flancos del edificio volcánico (<10 cm de espesor) y sobre la altiplanicie volcánica (al pie de los flancos Norte y Noroeste del volcán).

Actividad volcánica 2006-2009

La actividad del Ubinas ha sido muy leve, caracterizada por emisiones tenues de gases después de su última actividad en 1969 (Simkin y Siebert, 1994; GVN, 1996; Rivera et al., 1998). La actividad eruptiva más reciente del Ubinas se ha iniciado desde el mes de agosto del 2005, durante el cual la actividad fumarólica comenzó a incrementar

(Rivera et al., 2007). Posteriormente, el 27 de marzo el Ubinas, empezó a emitir cenizas finas que cayeron sobre el poblado de Querapi. Dicha actividad se acentuó entre abril a octubre de 2006, luego descendió para mantenerse variable hasta el 2008 y en el 2009 fue decayendo gradualmente.

Según los tipos de eventos registrados y en base a las características de los materiales emitidos, la crisis eruptiva de 2006 la podemos dividir en cuatro etapas:

- Una primera etapa, ocurrida entre inicios de agosto de 2005 y 26 de marzo de 2006, la cual consistió básicamente en emisiones de fumarolas muy tenues, que se elevaban entre 100 y 300 m sobre el borde de la caldera, las cuales estaban ligadas, posiblemente, a un proceso continuo de desgasificación y/o arribo de magma a la cámara magmática superficial.
- Una segunda etapa, ocurrida entre el 27 de marzo al 18 de abril (fig. 3.20) durante la cual se produjeron emisiones continuas de cenizas y gases, ligadas a una actividad predominantemente de tipo freática. Esta hipótesis está basada en: a) la presencia de cenizas finas de colores grises de 6 cm de espesor que yacen dentro de la caldera. Estas cenizas contenían más del 70% de fragmentos líticos alterados e hidrotermalizados, y menos del 10% de cristales fragmentados de plagioclasa, piroxenos, olivinos y b) debido a que en el piso de la caldera se distinguieron bloques de lava hidrotermalizadas y alteradas, que medían hasta 70 cm de diámetro (a 200 m del cráter). Las características de estos productos hacen suponer que estos formaron parte del conducto y/o del sistema hidrotermal del volcán y fueron arrancados durante el proceso eruptivo.

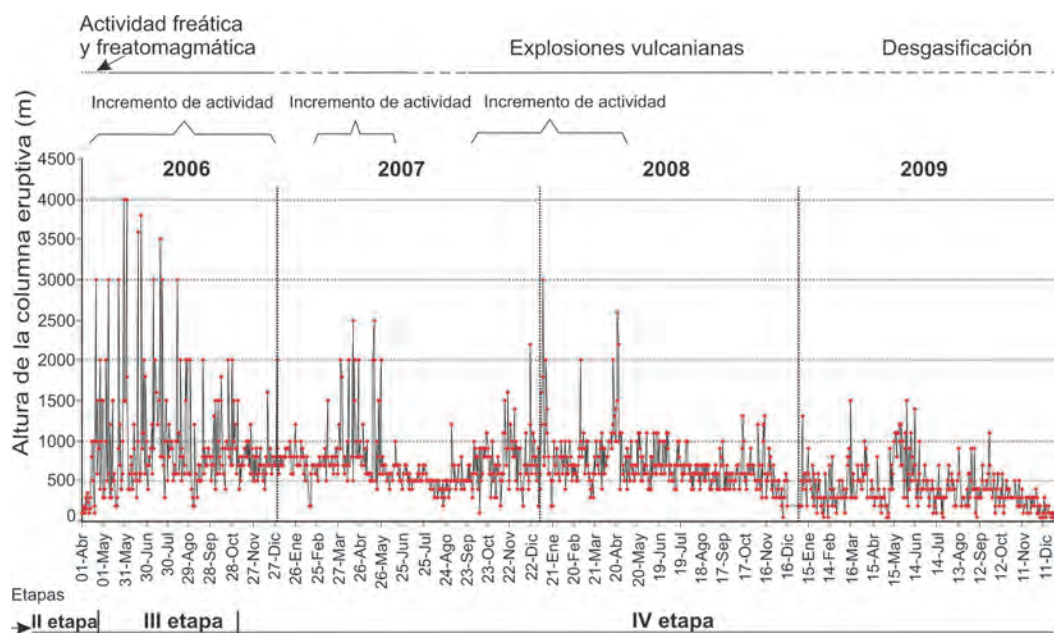


Figura 3.20 Diagrama que muestra la altura de la columna eruptiva alcanzada durante el proceso eruptivo 2006-2009. Además, se distinguen las etapas de actividad eruptiva.

c) Una tercera etapa, probablemente, ocurrida a partir del 19 de abril hasta octubre de 2006, ya que en ese tiempo se distingue un «tapón de lava» dentro del cráter (fig. 3.21). Desde el 20 de abril el Ubinas empezó a emitir cenizas que presentaron mayor porcentaje de minerales juveniles fragmentados. En efecto, estas contenían principalmente, cristales fragmentados

de plagioclasa, piroxeno y óxidos de Fe-Ti y trazas de vidrio y, en menor medida, fragmentos líticos lávicos (algunos alterados e hidrotermalizados). Esto sumado a los tipos de erupciones que presentó y a las características de los productos evidencia un régimen eruptivo explosivo con características vulcanianas.



Figura 3.21 Foto del fondo del cráter del Ubinas tomada el 19 de abril de 2006.

Los días 20 y 22 de abril, se produjeron erupciones explosivas indicando un incremento considerable de la actividad. En estos días las cenizas ascendieron entre 2800 y 3000 m de altura sobre el borde de la caldera. Durante el mes de mayo de 2006 la actividad fue variable las cenizas ascendieron hasta 3000 y 4000 m sobre la cumbre (07, 22 y 29 de mayo), siendo luego dispersadas hasta una distancia mayor de 40 km en dirección E, NE, NO y SE del volcán. En el mes de junio la actividad del Ubinas fue importante. En este mes emisiones importantes de cenizas se registraron durante los días 2, 18 y 23 de junio. En este tiempo, las cenizas ascendieron entre 3500 y 3800 m de altura sobre la cima del volcán, luego fueron dispersadas a más de 40 km del volcán, en direcciones E, NE, SE y N. En el mes de julio, la actividad también fue variable. Los días 10, 19 y 22 de julio las cenizas ascendieron hasta 3000 y 3500 m sobre

la cima, luego fueron dispersadas principalmente al O, NO, SO, E, hasta una distancia mayor de 70 km.

En el mes de agosto de 2006, la actividad también fue variable. Este mes, principalmente, el día 12 de agosto las cenizas ascendieron hasta 3000 m sobre la cima, luego fueron dispersadas principalmente al SO, S y SE, hasta una distancia mayor a 80 km. En el mes de setiembre, la actividad en general fue en descenso. En este mes, las plumas volcánicas emitidas ascendieron hasta 2000 m sobre la cima, principalmente el día 18 de setiembre, luego fueron dispersadas por el viento principalmente al E, SE y N, hasta una distancia mayor de 20 km. En octubre, las emisiones de gases y cenizas alcanzaron alturas que variaban entre 400 y 2000 m por encima del borde de la caldera siendo dispersados al SE, S, E, y Norte. En este mes, las alturas máximas alcanzadas por las cenizas fueron registradas los días 23 y 28 de octubre.

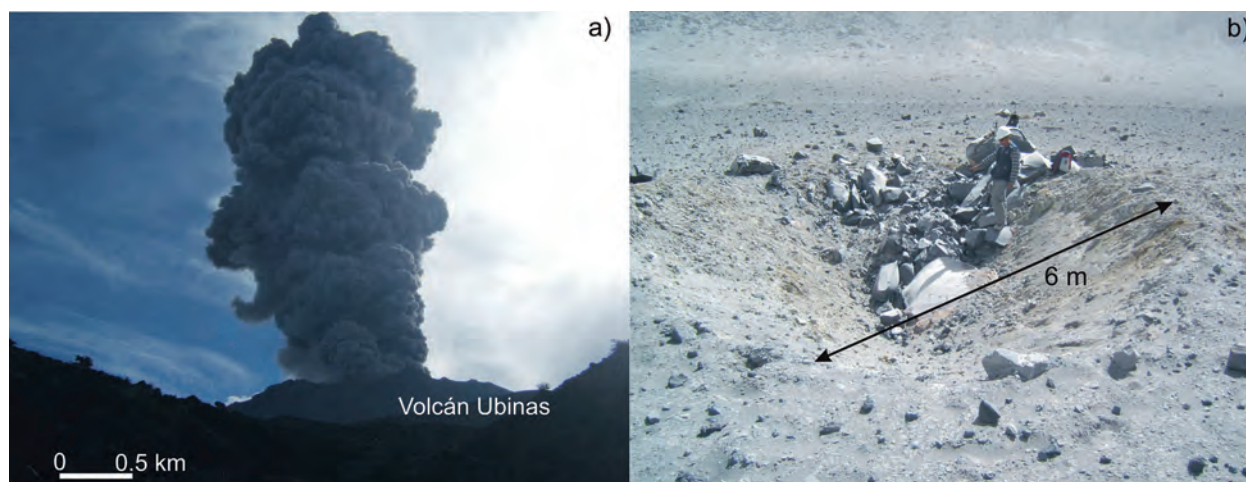


Figura 3.22 a) El 16 de abril de 2007 el Ubinas emite una columna de cenizas que alcanza 3 km de altura sobre la cima. b) Una bomba de 2 m de diámetro y un cráter de impacto de 6 m, a una distancia de 300 m del cráter. Foto del 06 de Mayo de 2006.

d) Una cuarta etapa desde noviembre de 2006 hasta fines de 2009. Durante los meses de noviembre y diciembre de 2006, la actividad en general fue leve, caracterizada por emisiones de cenizas que ascendieron entre 400 y 800 m y, eventualmente, a más de 2000 m sobre la cima del volcán, luego fueron desplazadas principalmente al O, SO, N, E y SE, hasta ~20 km con respecto al volcán. A partir de diciembre de 2006 y hasta el 27 de marzo de 2007, el Ubinas presentó muy leve actividad. Posteriormente, entre el 28 y 30 de marzo se registraron explosiones importantes con emisión de cenizas de colores gris oscuro y bloques incandescentes. Luego de las dos últimas explosiones las cenizas ascendieron entre 1500 y 2000 m de altura sobre la cima del volcán, siendo luego dispersadas hacia el E y SE, cayendo gran parte de cenizas húmedas en el valle de Ubinas.

Desde mayo y hasta el 19 de noviembre de 2007 la actividad del Ubinas fue leve, caracterizada por la emisión continua de gases. Posteriormente, el 20 de noviembre de 2007 se genera una columna de cenizas de 1500 m de altura. Desde ese entonces hasta el 14 de enero de 2008 se produjeron pequeñas explosiones que generaron eventualmente columnas de cenizas que alcanzaron entre 1500 y 3000 m de altura sobre la cima (5 y 14 de enero), durante la cual las cenizas fueron dispersadas a más de 60 km con dirección E, S y SO del volcán. Entre mediados de enero a abril de 2008 se produjo un ligero incremento de la actividad, reflejada por la emisión de fumarolas permanentes que ascendieron entre 500 a 2500 m de altura. Desde mayo a octubre 2008 continúa la actividad fumarólica, la cual fue ocasionalmente interrumpida por al menos 12 eventos explosivos que generaron columnas de gases y cenizas de 1000 a 1500 m

de altura. Desde noviembre de 2008 a diciembre de 2009 la actividad fumarólica comienza paulatinamente a descender para culminar esta actividad a inicios de 2010.

Con respecto a las cenizas emitidas, estas son de tamaños milimétricos y de colores grises claras, y gris oscuras. Hasta el mes de enero de 2007, el volumen de cenizas era aproximadamente 0,004 km³, que sugieren que el volumen de magma inyectado hasta este tiempo era de poco volumen.

Depósitos Volcanoclásticos Recientes

Flujos de lodo (lahares) (Qh-L)

Estos depósitos se encuentran distribuidos en las quebradas que descienden por los flancos del volcán. Están constituidos de bloques de lava y grava, incluidos dentro una matriz fina areno-limosa bastante cohesiva. Poseen espesores de 1 a 6 m, y se prolongan a distancias de 4 a 5 km del volcán, hacia donde disminuyen de espesor. Además, lahares se encuentran hasta una distancia de 10 km del cráter (actual cauce del río Ubinas), formando terrazas escalonadas que hacen un espesor total de hasta 4 m. En general, los lahares debieron generarse durante lluvias fuertes o también debieron provenir de las interacciones entre los productos eruptivos calientes y una parte de la nieve y el agua que se encontraban en la cumbre y caldera del volcán, o después de erupciones.

Otros Depósitos

Morrenas (Q-M)

Sobre la altiplanicie lávica (al pie del flanco Oeste del volcán) yacen depósitos glaciares o morrenas. Las morrenas, predominantemente, están constituidas de bloques de lava de

composición heterogénea y escasos sedimentos limoarcillosos. Estas se encuentran dispuestas en montículos que cubren áreas de 0,4 a 0,8 km².

Depósitos aluviales (Qh-al)

A lo largo del valle de Ubinas se distinguen más de cuatro niveles de terrazas aluviales que descansan a ambos márgenes del río Ubinas. Estas se depositaron sobre avalanchas de escombros del Pleistoceno superior. En dicha zona, las terrazas aluviales tienen un espesor total de 5 a 20 m. Litológicamente están conformadas por una gran variedad de gravas, bloques lávicos (0,05 a 2,5 m de diámetro) y fragmentos subredondeados y subangulosos, englobados dentro de una matriz limo arcillosa poco compactada.

Por otro lado, dentro del valle de Para existen pocas terrazas (entre 2 y 6 m de espesor) que tienen un espesor total de 12 m. Estos depósitos se encuentran constituidos por sedimentos finos, bloques de lava y fragmentos de ignimbrita subredondeados de hasta 1,5 m de diámetro.

Depósitos coluviales (Qh-cl)

A lo largo de la margen izquierda del río Para (sobre todo en áreas comprendidas entre los 2800 a 3300 msnm.) se distinguen depósitos coluviales. Estos depósitos se encuentran cubriendo terrazas aluviales. Se caracterizan por presentar clastos que van desde bloques a limos heterogéneos y sueltos producto de la erosión y meteorización de las rocas circundantes. Además, dentro de ellos se encuentran lapilli y cenizas removidas pertenecientes a caídas de tefras.

CAPÍTULO IV

PETROGRAFÍA, MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA DE PRODUCTOS EMITIDOS

PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA

Entre los años 2005 y 2010, un total de 54 muestras fueron recolectadas alrededor del volcán Ubinas. Estas fueron analizadas y cada una fue asignada a su respectiva unidad estratigráfica: «Ubinas I» y «Ubinas II».

A continuación se hace una descripción petrográfica detallada de los productos. Además, en este estudio se presenta la composición mineralógica de rocas del Ubinas tomada de Rivera (2010), quien ha efectuado el análisis mineralógico de fases minerales en la microsonda electrónica de tipo CAMECA SX-100 en el «Laboratorio Magmas y Volcanes» de la Universidad Blaise Pascal (Clermont-Ferrand, Francia).

Ubinas I: >370 ka

Como fue mencionado anteriormente, en esta etapa se emplazaron flujos de lava en bloques andesíticos (Ubi-82, 79). Macroscópicamente, estas lavas son masivas y presentan un color gris claro a gris oscuro. Estas rocas tienen una textura porfírica. El tamaño de los fenocristales varía entre 150 μm y 1,5 mm. Los fenocristales de plagioclasa son los más abundantes (10 a 20% en vol.); ellos son euhedrales a subhedrales y, a veces, contienen inclusiones de apatito y óxidos de Fe-Ti. Además, estas lavas contienen fenocristales de anfíbol de hábito subhedral (frecuentemente desestabilizados y rodeados de óxidos). El clinopiroxeno (augita) y ortopiroxeno (enstatita) están presentes en los términos más básicos e intermedios. Ellos son de forma subhedral y euhedral. Los óxidos de Fe-Ti de tamaño inferior al milímetro están presentes tanto en la pasta como en forma de inclusiones en el clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol y, raramente, en la plagioclasa.

La pasta de la mayoría de muestras está constituida de un vidrio gris a gris oscuro, y en algunos se distinguen microlitos. En algunas facies andesíticas aparecen agregados glomeroporfíricos constituidos de piroxenos, óxidos de Fe-Ti y plagioclasas (Ubi-79, 10).

Ubinas IIa: 370 a 270 ka

Durante esta etapa se emplazaron productos de composición andesítica, dacítica y riolítica.

Andesitas con piroxeno y anfíbol

Estas rocas corresponden a lavas masivas de color gris claro a gris oscuro (Ubi-18, 20, 22a, 22b, 29, 35, 41, 62, 0736). Estas lavas presentan una textura porfírica. La paragénesis mineral está constituida por fenocristales de plagioclasa (An_{65-32}) con hábito euhedral a subhedral (15-25% vol.) de menos de 2,2 mm y contienen algunas inclusiones de apatito y/o óxidos de Fe-Ti. El clinopiroxeno corresponde a la augita (Mg# 75-83) y está entre 2 y 6% (en vol.). Esos cristales tienen forma euhedral y subhedral, y miden menos de 1,2 mm. El ortopiroxeno corresponde a la enstatita (Mg# 67-72). Este mide menos de 1,2 mm y aparece en forma de cristales euhedrales a subhedrales. En ciertas rocas básicas e intermedias, coexiste con el clinopiroxeno. El anfíbol es de tipo magnesio-hastingsita (Leake et al., 1997) y mide menos de 1,2 mm. El anfíbol está presente en forma de cristales euhedrales y subhedrales. En ciertas rocas, está rodeado de un borde de alteración constituido de minerales opacos (Ubi-20, 22a, 29, 0636). La biotita en equilibrio con la matriz aparece en forma de cristales euhedrales a subhedrales en ciertas rocas (Ubi-18, 35). Los óxidos de Fe-Ti corresponden a la magnetita. Estas miden menos de 400 μm y están presentes en la matriz o como inclusiones en los cristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol y, raramente, en la plagioclasa.

La matriz de ciertas rocas (Ubi-22a, 22b) es intersertal, y está conformada por microcristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y óxidos de hierro-titanio, incluidos al interior de un vidrio gris claro. La mineralogía es relativamente constante, solo las proporciones de las fases mineralógicas son susceptibles de variar.

Dacitas con piroxeno y anfíbol

Estas rocas corresponden a lavas masivas de colores gris claro a gris oscuro (Ubi-34, 33) con textura porfírica (fig. 4.1). La paragénesis mineral está constituida de plagioclasa (An_{32-59}) con hábito euhedral a subhedral (20-30% vol.), que tiene menos de 1,8 mm. Ciertos cristales muestran estructuras de disolución, y pueden contener inclusiones de apatito. El clinopiroxeno corresponde a la augita (Mg# 73-78) y tiene hábito euhedral a subhedral. Mide menos de 800 μm y aparece en muy poca

proporción (<2% vol.). Frecuentemente, está rodeado por cristales de óxidos de Fe-Ti (Ubi-33). El ortopiroxeno enstatita (Mg# 65-73) está presente en forma de cristales euhedrales a subhedrales de menos de 1 mm, y frecuentemente coexiste con el clinopiroxeno. El anfíbol corresponde a magnesio-hastingsita (Leake et al., 1997) y está presente en forma de cristales euhedrales y subhedrales (2-6% vol.) que miden <800 μm . El anfíbol está generalmente desestabilizado y rodeado por minerales opacos o delgados bordes oscuros (Ubi-33), fig. 4.1. Los óxidos de hierro y titanio corresponden a la magnetita e ilmenita. Estas tienen menos de 400 μm y están presentes tanto en la matriz como en forma de inclusión en el clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol y, raramente, en la plagioclasa.

La matriz de la mayoría de las muestras es parcialmente cristalina, constituida generalmente por microlitos de plagioclasa, ortopiroxeno, anfíbol y óxidos de Fe-Ti, dispersos en un vidrio gris a gris oscuro.

Riolita con anfíbol y biotita

Los bloques riolíticos (Ubi-0659) pertenecen a un depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas. Estos bloques presentan vesículas ligeramente alargadas y subredondeadas de menos de 1 mm de diámetro (<10% vol.). Estas rocas presentan una textura porfírica. Entre los fenocristales, se distingue la plagioclasa (15-20% vol.) presente en forma de cristales subhedrales a euhedrales que tienen menos de 1,2 mm. El anfíbol (<800 μm) y la biotita (<1,4 mm) aparecen en forma de cristales subhedrales a euhedrales que sugieren un estado de equilibrio con el líquido magmático. La biotita contiene eventualmente microcristales de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. Los óxidos de Fe-Ti de menos de un milímetro se encuentran en poco porcentaje (2-3% vol.) y están en la matriz o como inclusión en el anfíbol y plagioclasa. La matriz está constituida por un vidrio gris claro con innumerables microlitos de plagioclasa.

Ubina IIb: 270 a 16 ka

Durante esta etapa se emplazaron lavas y productos piroclásticos de composición andesítica y dacítica.

Andesitas con anfíbol y biotita

Entre estos productos se distinguen pómez (Ubi-8, 0687) pertenecientes a dos depósitos de flujos de pómez y cenizas. Las pómez son de color blanquecino y presentan vesículas subredondeadas y deformadas (30-40% vol.). Un gran porcentaje de vesículas miden más de un milímetro de diámetro. Presentan una textura porfírica. La paragénesis mineral está constituida por fenocristales de plagioclasa (An_{37-50}) con hábito subhedral a anhedral (10-20% vol.) de menos de 1,8 mm. Algunos fenocristales de plagioclasas contienen inclusiones de apatito y/o anfíbol. El anfíbol corresponde a magnesio-hornblenda (Leake et al., 1997)

y aparece en forma de fenocristales euhedrales a subhedrales de menos de 1 mm. La mayoría muestra un borde bien definido. La biotita (Mg# 63-68) está presente en forma de cristales subhedrales que tienen menos de 1,8 mm. Los óxidos de Fe-Ti corresponden a la magnetita; estos tienen menos de 1 mm. Están presentes tanto en la matriz o como inclusión en el anfíbol, biotita y, eventualmente, en la plagioclasa. La matriz está constituida de un vidrio gris claro y microcristales. Estas rocas no presentan piroxeno.

Dacita con piroxeno y anfíbol

Estas rocas corresponden a lavas masivas de colores gris claro a gris oscuro (Ubi- 0658, 53). Presentan una textura porfírica con una matriz vítrea a intersertal. La paragénesis mineral está constituida por fenocristales de plagioclasa (An_{42-63}) que miden menos de 1,6 mm y tienen un volumen entre 15-25%. Ciertos cristales de plagioclasa presentan muestras de disolución (Ubi-0658). El clinopiroxeno de tipo augita (Mg# 74-83) está presente en forma de cristales euhedrales a subhedrales (<2% vol.) de menos de 1,0 mm. El ortopiroxeno de tipo enstatita (Mg# 65-69) aparece en forma de cristales euhedrales a subhedrales (2-4% vol.) y miden menos de 1,6 mm. El anfíbol es de tipo magnesio-hornblenda (Leake et al., 1997). Este está presente en forma de cristales euhedrales a subhedrales de menos de 1,2 mm. Los anfíboles presentan un borde de alteración constituido de minerales opacos, y algunos son totalmente remplazados por estos (alteración tipo «black»). Los óxidos de Fe-Ti corresponden a la magnetita y miden menos de 400 μm . Están presentes tanto en la matriz, y como inclusión en los cristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol y, raramente, en las plagioclasas.

Dacitas con anfíbol y biotita

Entre estos productos se distinguen pómez (Ubi-69, 0708) y bloques juveniles (Ubi-0308) pertenecientes a depósitos de flujos piroclásticos. Las pómez son blanquecinas, mientras que los bloques son de color gris. Las pómez presentan vesículas poco alargadas y subredondeadas (30-40% vol.) que alcanzan algunos milímetros de diámetro; mientras que, los bloques son poco vesiculados (<12% vol.). Todas estas rocas presentan una textura porfírica.

La paragénesis mineral está constituida por plagioclasa (An_{37-63}) presente en forma de cristales subhedrales a anhedral (tritirados) de menos de 2,5 mm (20-35% vol.). El anfíbol es de tipo magnesio-hornblenda (Leake et al., 1997). Está presente en forma de cristales alargados, euhedrales y subhedrales de menos de 2,2 mm. Su hábito euhedral, con bordes bien definidos, traduce un estado de equilibrio con la matriz que los alberga. La biotita (Mg# 64-66) aparece en poca proporción (4-6% vol.) en forma de cristales euhedrales y subhedrales de <1,4 mm. El anfíbol y la biotita contienen inclusiones de plagioclasa y

óxidos de Fe-Ti, lo que sugiere que se tratan de fases tardías. Los óxidos de Fe-Ti corresponden a la magnetita e ilmenita. Estos tienen menos de 300 μm y están presentes en la matriz y/o como inclusión en el anfíbol o la plagioclasa. La matriz de las pómez está constituida por un vidrio fibroso gris claro en el cual se observan microcristales de plagioclasa, biotita y anfíbol, mientras que la de los bloques está constituida de un vidrio gris oscuro con microlitos de plagioclasa, biotita y anfíbol.

Ubinas IIc: 16 a 1 ka

Durante la etapa «Ubinas IIc» se han emplazado productos piroclásticos de composición andesítica y riolítica.

Andesitas con piroxeno y anfíbol

Entre esas rocas distinguimos pómez de colores blanquecinos pertenecientes a un depósito de caída pliniana (Ubi-9903). Las pómez presentan una textura porfírica con vesículas redondeadas (20–30% vol.) de pocos milímetros de diámetro.

La paragénesis mineral está constituida de fenocristales de plagioclasa (10-15% vol.) subhedrales (fragmentados) menores de 1,4 mm. El ortopiroxeno subhedral de menos de 1,2 mm está en equilibrio con la matriz, y aparece en poca proporción (<2% vol.) conteniendo inclusiones de óxidos de Fe-Ti. El anfíbol aparece en forma de cristales subhedrales (4-6% vol.) de menos de 800 μm . Este presenta bordes claros sugiriendo un buen estado de equilibrio con la matriz. Los óxidos de Fe-Ti están presentes en forma de microcristales dispersos en la matriz y/o como inclusiones en los ortopiroxenos, anfíboles y eventualmente en las plagioclasas. La matriz poco cristalina está constituida de un vidrio gris claro donde la mayoría de cristales son subhedrales.

Dacitas con anfíbol y biotita

Corresponden a pómez blanquecinas (Ubi-9902; 9904) pertenecientes a los depósitos de las caídas plinianas. Las

pómez son porfíricas y presentan vesículas subredondeadas (20-30% vol.) de algunos milímetros de diámetro. La paragénesis mineral está constituida de fenocristales de plagioclasa (15-20% vol.) subhedral a anhedral (fragmentados) de menos de 1,5 mm. El anfíbol (6-8% vol.) y la biotita (4-6% vol.) aparecen en equilibrio con el vidrio. Están en forma de cristales euhedrales y subhedrales de menos de 2 mm. La biotita contiene también inclusiones de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. Los óxidos de Fe-Ti de menos de 400 μm , están en la matriz, o en forma de inclusiones en el anfíbol y en la plagioclasa. La matriz de la pómez está constituida de un vidrio fibroso gris claro donde se observan microcristales de plagioclasa, biotita y anfíbol.

Riolitas con anfíbol y biotita

Corresponden a pómez pertenecientes a depósitos de caídas plinianas (Ubi-48, 99-01). Son blanquecinas y moderadamente vesiculadas (20-30% vol.). Las vesículas son subredondeadas y alargadas, de hasta seis milímetros de diámetro. Esas pómez presentan una textura vitroclástica y porfírica, con poco contenido de cristales (15-20% vol.).

Los fenocristales de plagioclasa (An_{39-55}) son subhedrales de menos de 1 mm. Es la fase mineral predominante (10-15% vol.). La biotita (Mg# 63-65) está presente en forma de cristales subhedrales (<1,2 mm) con bordes claros, conteniendo algunas inclusiones de óxidos de Fe-Ti, de apatito y/o de plagioclasa. Fenocristales de anfíbol de tipo magnesio-hornblenda y de forma subhedral miden menos de 800 μm . Presentan bordes claros o definidos. En ciertos casos se resalta la presencia de algunos microcristales (<300 μm) subhedrales de cuarzo desolados en la matriz. Los óxidos de Fe-Ti (<200 μm) de tipo magnetita y algunas ilmenitas se presentan en forma de microcristales dispersos en la matriz y como inclusión en la biotita y raramente en la plagioclasa. La matriz está constituida de un vidrio incoloro con vesículas alargadas donde la mayoría de cristales están fragmentados.

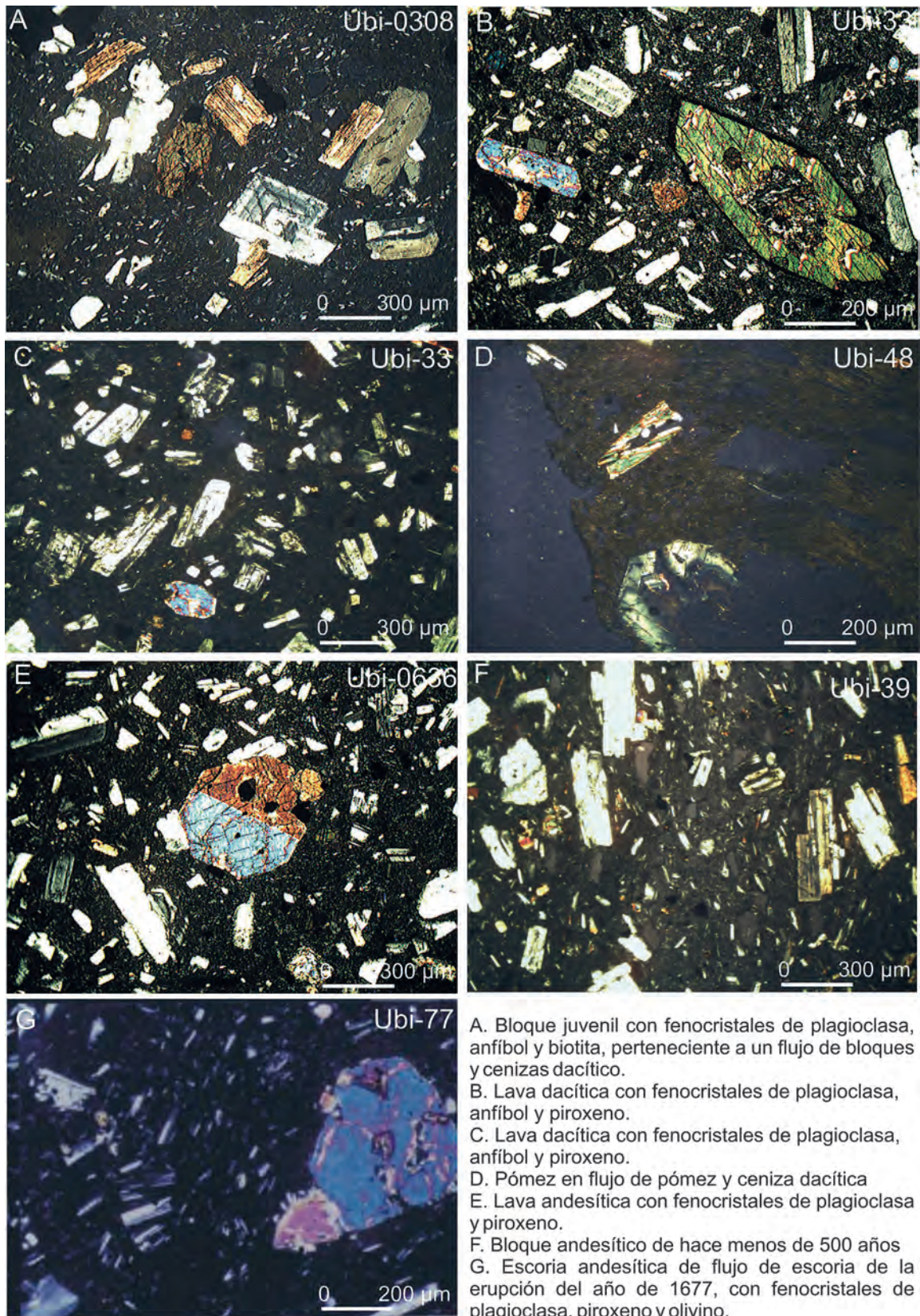


Figura 4.1 Fotografías de secciones delgadas de rocas del volcán Ubinas en nicoles cruzados.

Ubinas IId: < 1 000 años hasta la época histórica

Durante esta etapa se emplazaron productos piroclásticos de composición de andesita básica a dacítica.

Andesitas con dos piroxenos

Corresponden a flujos de bloques de escorias (Ubi-19, 31, 77) de color gris oscuro con vesículas subredondeadas que miden menos de 4 mm de diámetro. Las rocas presentan texturas porfíricas con matriz intersertal. Los fenocristales de plagioclasa (An_{51-71}) son predominantes (15-25% vol.). Miden menos de 1,8 mm, y a veces presentan inclusiones de apatito. En ciertas rocas (Ubi-77, 19) la plagioclasa muestra zonaciones complejas y texturas de disolución o «*sieve*», caracterizados por: 1) bordes con un manto más o menos espeso (40-80 μm) rico en inclusiones vítreas, con un corazón limpio; 2) un corazón lleno de inclusiones vítreas, con un borde de sobrecrecimiento limpio (no alterado). El clinopiroxeno es una augita (Mg# 77-87) que mide menos de 1,2 mm. Este se presenta en forma de cristales euhedrales a subhedrales que representan entre 4-6% del volumen. El ortopiroxeno aparece en forma de fenocristales subhedrales (< 1,0 mm), eventualmente rodeado por algunos microcristales de óxidos de Fe-Ti. En ciertas muestras (Ubi-77, 31) se distinguen cristales subhedrales de olivino (Fo_{74-78}) de menos de 500 μm (fig. 4.1). Ciertos cristales están rodeados por microcristales de plagioclasa. Los óxidos de Fe-Ti corresponden a la magnetita. Estos aparecen en diversas formas, ya sea como microcristales en la pasta o como inclusiones en los piroxenos, olivino y, raramente, en las plagioclasas. En la pasta se distingue una importante proporción de microlitos de plagioclasa.

Andesitas con piroxeno y anfíbol

Corresponden a pómez (Ubi-5a, 6, 9, 12, 14, 15, 99-06, 99-08) y bloques escoráceos (Ubi-17, 28, 99-10). Las pómez son poco fibrosas y de colores blanquecinos, mientras que los bloques son poco vesiculados y de colores gris claro a gris oscuro. Esas rocas presentan una textura porfírica.

La paragénesis mineral está constituida de cristales de plagioclasa (An_{56-61}), los cuales son predominantes (10-15% vol.) y miden menos de 1,8 mm. Ellas son euhedrales a subhedrales. En algunas rocas (Ubi-17) ciertos fenocristales de plagioclasa presentan un «manto» poco grueso (40-80 μm) rico en inclusiones vítreas (textura *sieve* o «en esponja»). El ortopiroxeno (Mg# 71-74) aparece generalmente en forma de cristales subhedrales de menos de 900 μm , eventualmente rodeado de óxidos de Fe-Ti. Ciertos cristales de ortopiroxeno subhedrales muestran bordes erosionados (Ubi-9). El clinopiroxeno (Mg# 70-84) está presente entre 4 y 6% (en vol.) solamente en las escorias (Ubi-17) donde aparece en forma de cristales subhedrales o euhedrales de menos de 1,2 mm. El anfíbol de tipo magnesio-

hastingsita (Leake et al., 1997) está presente en forma de cristales alargados subhedrales, generalmente mostrando una delgada corona de reacción constituida de piroxenos y minerales opacos. Ciertos anfíboles (Ubi-17) están completamente remplazados por minerales opacos (alteración tipo «black»). Los óxidos de Fe-Ti corresponden a la magnetita. Estos aparecen en diversas formas, ya sea como microcristales en la pasta, o como inclusiones en los anfíboles y ortopiroxenos.

En la pasta existe una importante proporción de microlitos, principalmente, plagioclasa y de todos los minerales citados anteriormente.

Dacitas con piroxenos y anfíbol

Entre estos productos se distinguen pómez (Ubi-40, 39) y bloques juveniles (Ubi-30, 38) pertenecientes a depósitos de caídas piroclásticas. Las pómez son poco fibrosas y de colores blanquecinos, mientras que los bloques son poco vesiculados y de color gris. En todas estas rocas los fenocristales de plagioclasa (An_{30-70}) constituyen la fase mayoritaria (10-20% en vol.). Ellos están presentes como cristales subhedrales de menos de 1,2 mm. En ciertas muestras (Ubi-38, 39) algunas plagioclasas muestran figuras de disolución. En algunos productos (Ubi-39, 38), el clinopiroxeno augita (Mg# 71-82) de forma subhedral (<800 μm) está presente. Contiene inclusiones de óxidos de Fe-Ti y plagioclasa. El ortopiroxeno enstatita (Mg# 66-70) de hábito euhedral a subhedral (<1,2 mm) está principalmente presente en los términos más básicos. En ciertas muestras, el ortopiroxeno presenta una aureola de augita (Ubi-39). El anfíbol (<1,4 mm) es de tipo magnesio-hastingsita. En algunas muestras, ciertos cristales presentan bordes delgados (<80 μm) constituidos de minerales opacos, y en otros son completamente remplazados por óxidos (Ubi-39). La biotita (Mg# 65-66) está eventualmente presente (Ubi-38) en forma de cristales subhedrales, en muy poca proporción (<2% vol.), y puede contener inclusiones de óxidos de Fe y Ti, y plagioclasa. En ciertas muestras (Ubi-38, 39), se distinguen cristales subhedrales de olivino (Fo_{70-81}) con bordes corroídos, en desequilibrio con la matriz, sugiriendo que ellos corresponden a xenocristales. Los óxidos de Fe-Ti corresponden principalmente a la magnetita y algunas ilmenitas. Estos aparecen como microfenocristales en la matriz y como inclusiones en los anfíboles, los ortopiroxenos y, raramente, en las plagioclasas. La matriz, parcialmente cristalina, está constituida de un vidrio incoloro en el que se observan microcristales de plagioclasa, piroxenos y óxidos de Fe y Ti.

Actividad explosiva de 2006-2009

Andesitas con piroxeno

Entre las rocas emitidas durante la actividad eruptiva 2006 (Ubi-0604, 13, 14, 18) se distinguen bloques juveniles con facies

escoriáceas y masivas, de color gris oscuro. Esos bloques presentan texturas porfíricas con una matriz intersertal (fig. 4.2). En las rocas la plagioclasa (An_{41-66}) constituye la fase mineral predominante (20-30% vol.), y se presenta en forma de cristales subhedrales a euhedrales que miden menos de 2 mm. Algunas presentan figuras de disolución (textura *sieve*) con un manto rico en inclusiones vítreas, así como bordes corroídos. El clinopiroxeno (Mg#73-83) y el ortopiroxeno (Mg# 69-76) aparecen en forma de cristales euhedrales a subhedrales de menos de 900 μm . Ciertos contienen inclusiones de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. El olivino (Fo_{70-76}) está presente en forma de cristales subhedrales de menos de 250 μm y en poca

proporción (<2% vol.). Ciertos cristales de olivino muestran un sobrecrecimiento de ortopiroxeno, revelando así un cambio en la temperatura durante la cristalización del magma, y evidenciando un proceso de mezcla de magmas. Se distinguen también fenocristales euhedrales de anfíbol ($\leq 1\%$ vol.) de tipo magnesio-hastingsita, que miden menos de 350 μm . Estos presentan gruesos bordes de reacción (~ 120 μm de largo) sugiriendo superficies de reabsorción o disolución. Los óxidos de Fe-Ti de tipo magnetita están presentes en la matriz y, eventualmente, en los cristales de olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y anfíbol. La matriz parcialmente cristalina está constituida de un vidrio gris y de microlitos de plagioclasa orientados en diferentes direcciones.

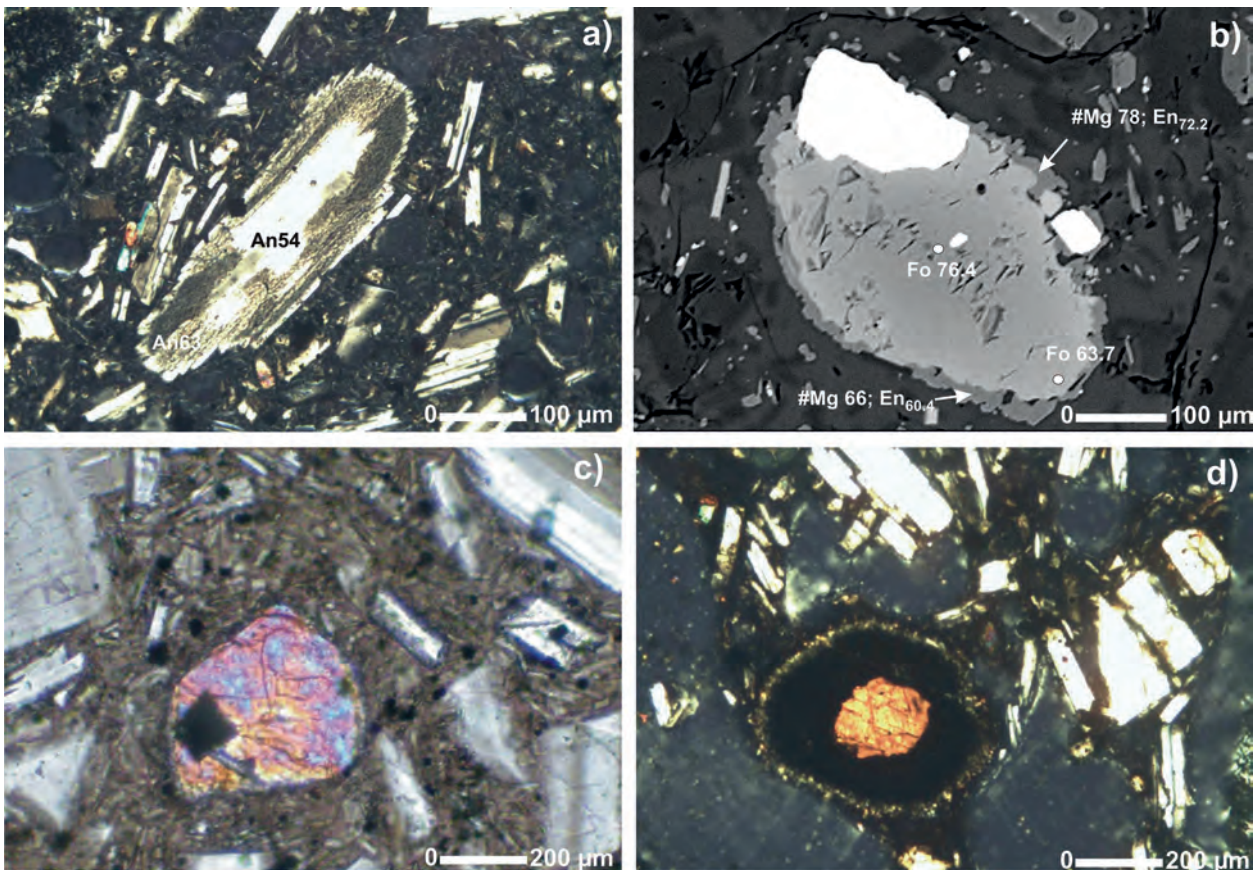


Figura 4.2 Fotografías de secciones delgadas de rocas del volcán Ubina emitidos durante la actividad 2006-2009, en nicols cruzados:

- Fenocristal de plagioclasa con bordes corroídos.
- Fenocristal de anfíbol con sobrecrecimiento de ortopiroxeno en su borde (fotografía de microscopio electrónico).
- Fenocristal de olivino subhedral con bordes no definidos.
- Fenocristal de anfíbol con borde constituido de minerales opacos.

GEOQUÍMICA

Método analítico y clasificación de la serie

Un total de 8 análisis químicos por elementos mayores han sido realizados en el Laboratorio de Química del INGEMMET, mientras que 8 análisis químicos por elementos trazas de las mismas muestras han sido realizados en los laboratorios de SGS (Canadá). Todos los elementos mayores han sido analizados por fluorescencia de rayos X, mientras que los elementos trazas han sido analizados por ICMS90 y por fluorescencia de rayos

X. Además, en este estudio se tomaron 26 análisis químicos de Thouret et al. (2005) y Rivera (2010). Todas las muestras pertenecientes al Ubinas fueron ordenadas en orden cronológico dentro de la secuencia estratigráfica previamente presentada (ver capítulo sobre estratigrafía y evolución, págs. 25-34).

Los resultados de los análisis químicos son representados en diagramas de clasificación clásica de rocas volcánicas, como el diagrama TAS («Total Alcalis versus Silice») de Le Bas *et al.*, (1986), diagrama de Miyashiro (1974) y diagrama triangular de AFM de Kuno (1968), figs. 4.3, 4.4, 4.5.

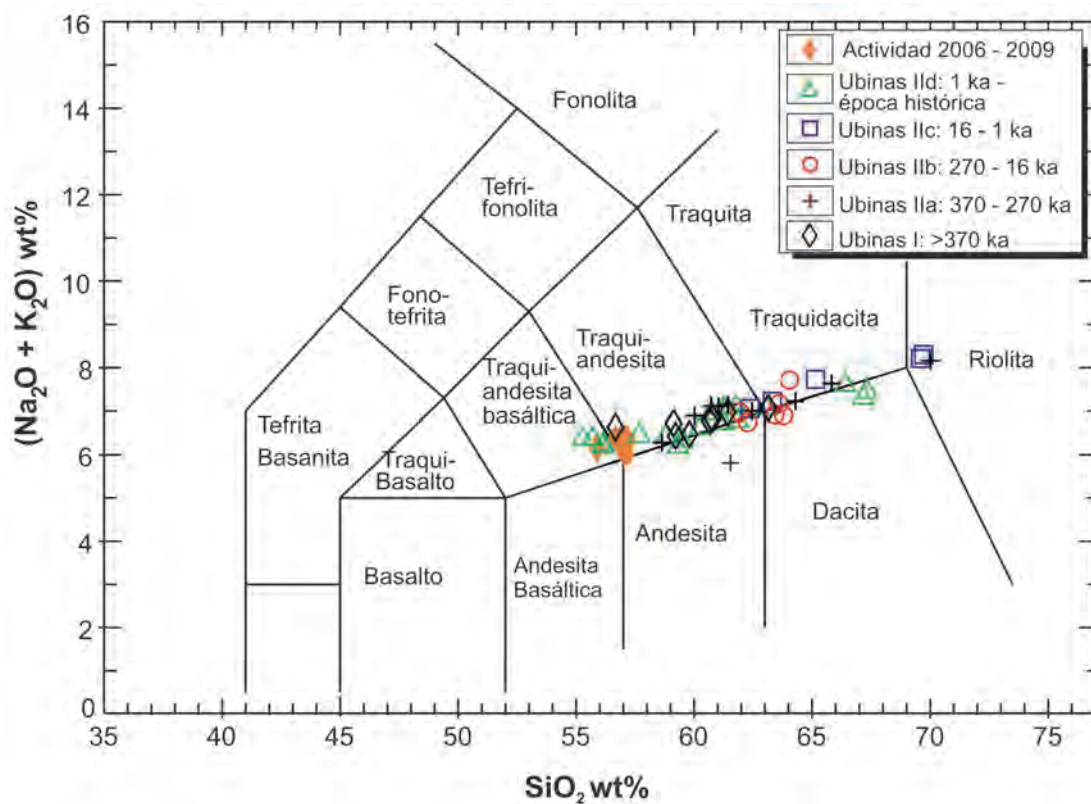


Figura 4.3 Clasificación de rocas del volcán Ubinas en el diagrama TAS (Alcalis Total versus Silice) de Le Bas *et al.*, (1986).

En el diagrama de clasificación de Le Bas ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ o total alcalis) en función de SiO_2 , cualquiera sea la etapa evolutiva, la serie magmática del Ubinas muestra una amplia gama de composición que comprende desde las andesitas básicas a riolitas ($55,71 - 70,10 \text{ wt\% SiO}_2$), altamente potásicas ($2,12 - 4,84 \text{ wt\% K}_2\text{O}$). Cabe resaltar la presencia de riolitas emitidas durante la etapa «Ubinas IIa» y «Ubinas IIc». Mientras que

los productos menos diferenciados o andesitas básicas fueron emitidos en el año de 1677 y durante la actividad de 2006-2009.

La serie presenta un carácter calco-alcalino, como es mostrada en el triángulo AFM de Kuno (1968; fig. 4.4), donde se observa una línea de enriquecimiento en alcalis, clásico de la serie calco-alcalina.

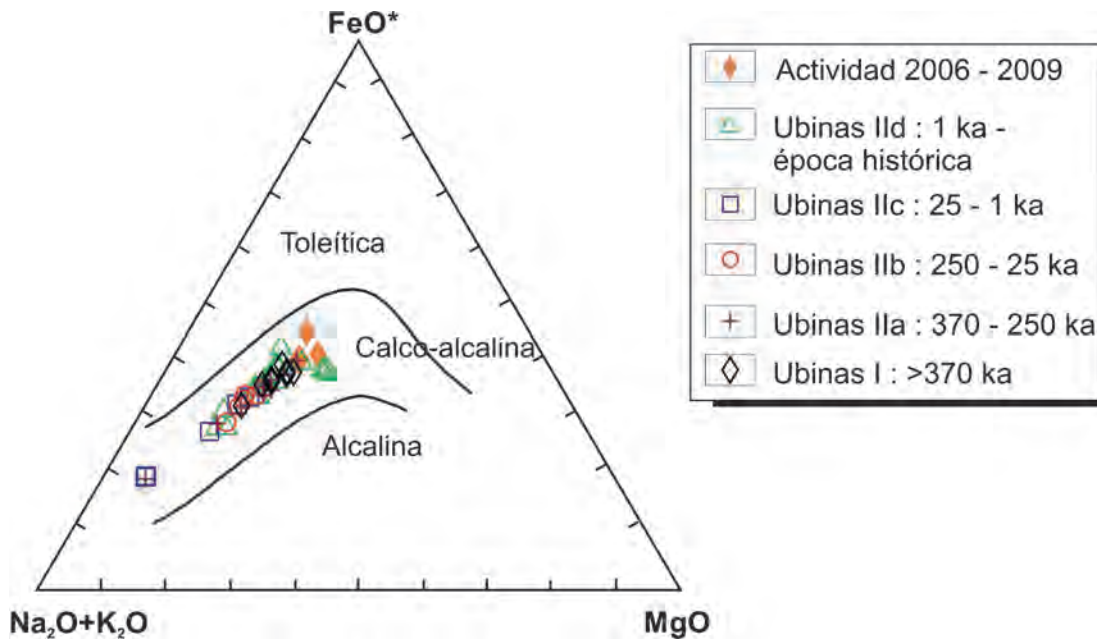


Figura 4.4 Composición de rocas del volcán Ubinas en el diagrama AFM (A=Na₂O + K₂O; F=FeO^{*}; M=MgO de Kuno (1968) indicando el carácter calco-alcalino del conjunto de rocas.

Por otro lado, en el diagrama K₂O en función de SiO₂ de Peccerillo y Taylor (1976; fig. 4.5) se observa que las lavas y rocas piroclásticas del volcán Ubinas pertenecen a la serie calco-alcalina rica en potasio, característico de los estrato-volcanes de

la Zona Volcánica Central de los Andes (CVZ) y del sur peruano; como los estrato-volcanes Misti (Ruprecht y Wörner, 2007; Rivera, 2010), Huaynaputina (Lavallée et al., 2009) y Ubinas (Thouret et al., 2005; Rivera, 2010).

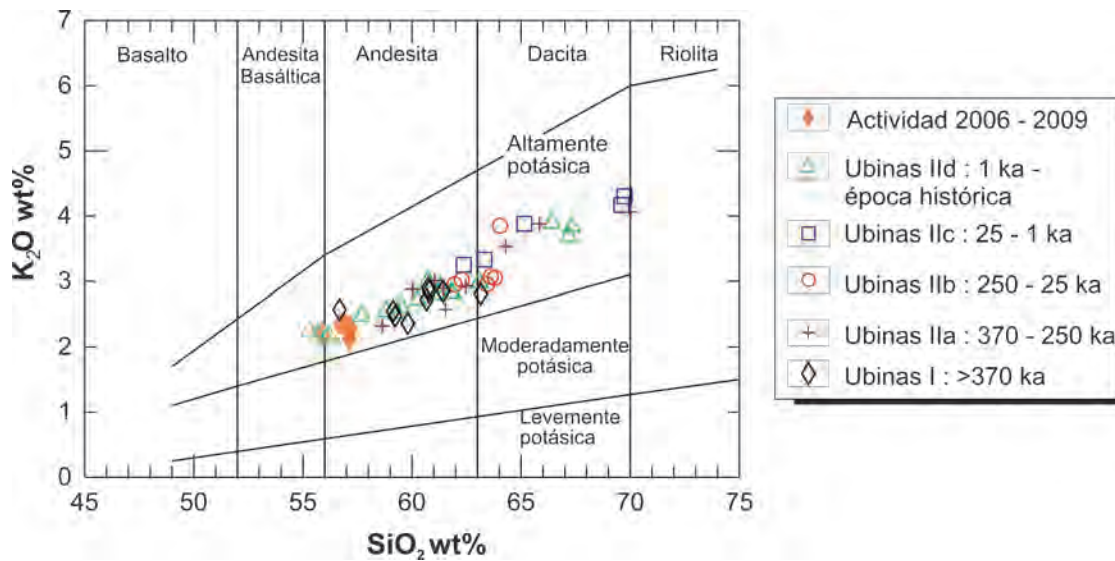


Figura 4.5 Composición de rocas del volcán Ubinas en el diagrama K₂O en función de SiO₂ de Peccerillo y Taylor (1976).

Evolución de los elementos mayores

Los análisis de los elementos mayores han sido recalculados en base anhidra y al 100%, mientras que el hierro es expresado en forma de Fe^{+3} (Fe_2O_3). Además en los diagramas de Harker (fig. 4.6) para los elementos mayores, la sílice ha sido utilizada como índice de diferenciación, ya que esta muestra un variado espectro de composición y permite visualizar claramente las variaciones.

En los diagramas de Harker (fig. 4.6) podemos visualizar que la evolución es marcada por una disminución de MgO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CaO , TiO_2 , P_2O_5 , la estabilidad del MnO y Na_2O y el aumento de K_2O a medida que aumenta la SiO_2 . La tendencia general de los principales óxidos en las andesitas básicas hasta las riolitas parece compatible con un proceso de cristalización fraccionada. En efecto, la disminución de los porcentajes en MgO y Fe_2O_3 con el aumento en SiO_2 puede ser ligada al fraccionamiento temprano del olivino y piroxenos, seguido del anfíbol y la biotita.

El conjunto de rocas muestra una relación decreciente de los valores en CaO en función de SiO_2 . Esta evolución del porcentaje en CaO puede corresponder a la cristalización temprana de los clinopiroxenos y plagioclasas, seguido del anfíbol en los términos más evolucionados de la serie. La plagioclasa es responsable del fraccionamiento de Al_2O_3 . En el diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, una primera inflexión de pendiente tiene lugar a 62% de SiO_2 , lo que podría marcar una influencia predominante del fraccionamiento de la plagioclasa y el paso de un ensamble clinopiroxeno + plagioclasa a plagioclasa + anfíbol.

El porcentaje en P_2O_5 disminuye a medida que el porcentaje en SiO_2 aumenta, lo que puede ser ligado a un elevado fraccionamiento de apatito durante la diferenciación. El porcentaje de TiO_2 y Fe_2O_3 disminuye en toda la serie indicando el fraccionamiento de la magnetita, ilmenita y, en menor medida, de la biotita. Dentro de este contexto, la influencia de la biotita durante las últimas etapas de fraccionamiento es mínima debido a que el porcentaje en K_2O no ha sido afectado.

Se resalta que no existe una evolución marcada de los porcentajes en elementos mayores en función de la SiO_2 desde el emplazamiento de las lavas del «Ubinas I» (>370 ka) hasta la época histórica. Por el contrario, los diagramas de Harker ponen en evidencia una más grande dispersión de los porcentajes de los productos piroclásticos emplazados durante la época histórica (andesitas básicas a dacitas).

Comportamiento de los elementos trazas

Las composiciones de los elementos trazas fueron representadas en algunos diagramas de variación utilizando la sílice como índice de diferenciación (fig. 4.7).

Como se muestra en la fig. 4.7, a pesar de una importante dispersión de ciertos elementos (Rb, Ba, Th, La, Ni, Cr, Sc), el conjunto de la serie está representada por una línea evolutiva única. Los elementos de transición (Sc, V, Ni, Cr) tienen un comportamiento compatible, ya que ellos no son correlacionados con la SiO_2 . Ellos son probablemente incorporados en los minerales que fraccionan. En efecto, la disminución de los tenores en Ni puede señalar el importante fraccionamiento del olivino con respecto al clinopiroxeno, a un estadio precoz de la evolución del magma. Mientras que el V puede traducir el importante rol del fraccionamiento de los óxidos de Fe-Ti durante la diferenciación. El Sc puede ser más o menos incorporado en los anfíboles.

Entre los LILE (elementos de gran radio iónico), el Ba muestra un comportamiento variable durante la diferenciación. En efecto, al inicio a 55 wt% SiO_2 , el Ba decrece bruscamente; enseguida a 56 wt% SiO_2 aumenta hacia los productos diferenciados, donde ligeramente los valores se dispersan. Para el caso del Rb y Th, a 65 wt% SiO_2 los tenores vienen ligeramente dispersos. A pesar de eso, estos elementos muestran un aumento con respecto al aumento en la concentración en SiO_2 . La dispersión de los elementos LILE, indica que probablemente hubo un proceso de cristalización fraccionada, ocasionando la concentración de los elementos incompatibles en el magma. No obstante, ese proceso ha sido probablemente asociado con otro, como la contaminación o la asimilación crustal.

El Sr muestra un carácter compatible durante la diferenciación. La disminución de este elemento en el líquido residual es más acentuado al inicio (~55 wt% SiO_2). Enseguida, los tenores disminuyen ligeramente hasta los productos más diferenciados. El carácter compatible del Sr durante la diferenciación puede estar atribuido al fraccionamiento de la plagioclasa, desde un estado precoz de diferenciación del magma.

Con respecto a los HFSE (elementos de fuerte potencial iónico), el Nb tiene un comportamiento incompatible durante la diferenciación, mientras que los tenores en Zr están más dispersos en los productos diferenciados (>60 wt% SiO_2 ; fig. 4.7). Los LREE (Tierras raras ligeras: La, Ce) muestran una estabilidad durante la diferenciación. Los HREE (Tierras raras pesadas: Dy, Er, Yb) presentan más bien un comportamiento ligeramente compatible.

La distribución de los tenores de los elementos trazas muestran líneas con inflexión lo que permite descartar la participación de un proceso de mezcla de magmas como el mecanismo principal de la evolución de los magmas. Este comportamiento, más bien parece dominado por un proceso de cristalización fraccionada. En efecto, la evolución de los elementos mayores y trazas es compatible con una diferenciación de la serie por cristalización fraccionada, como la petrografía lo había dejado entrever. Sin embargo, una inspección minuciosa revela que un simple

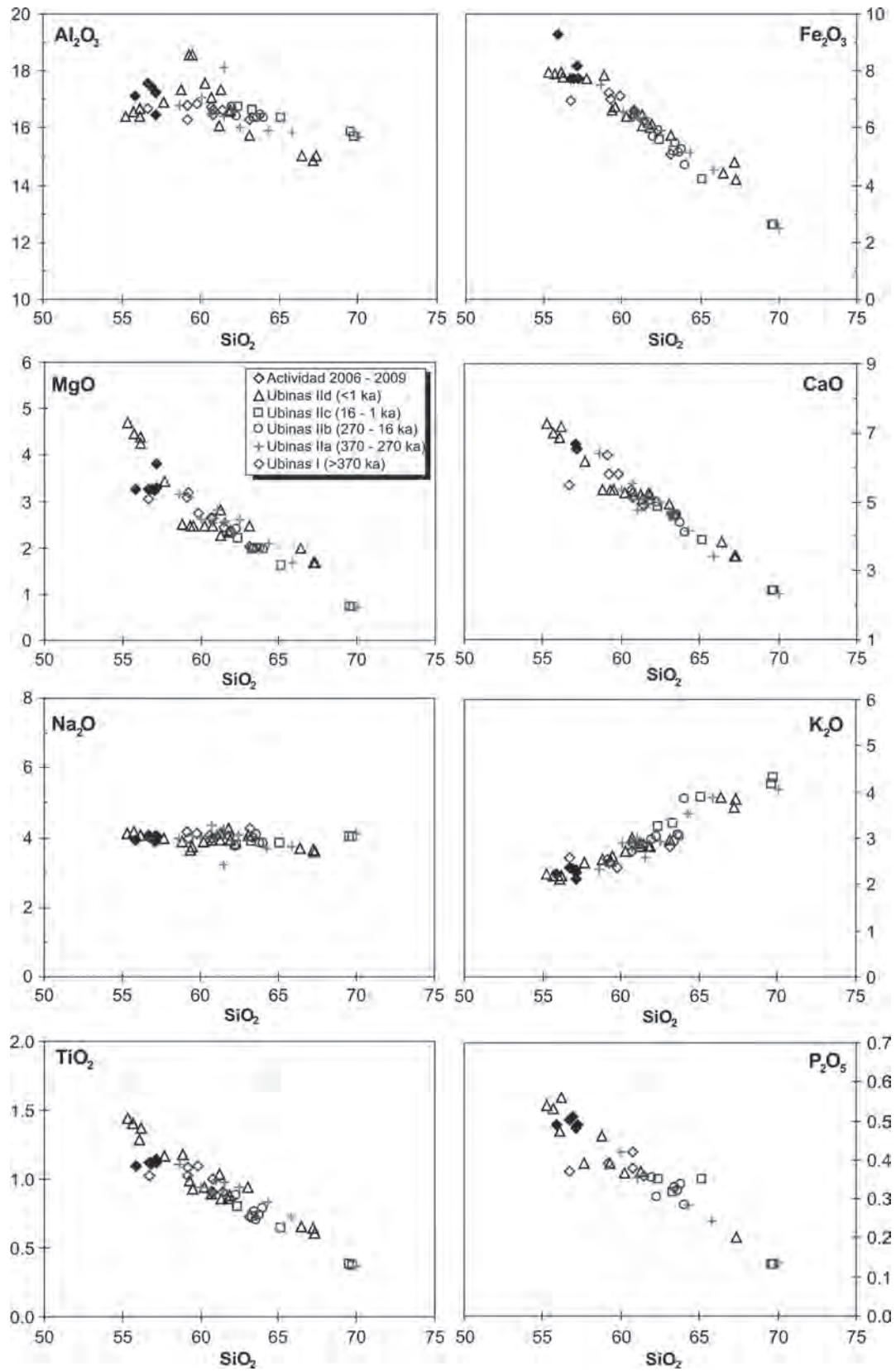
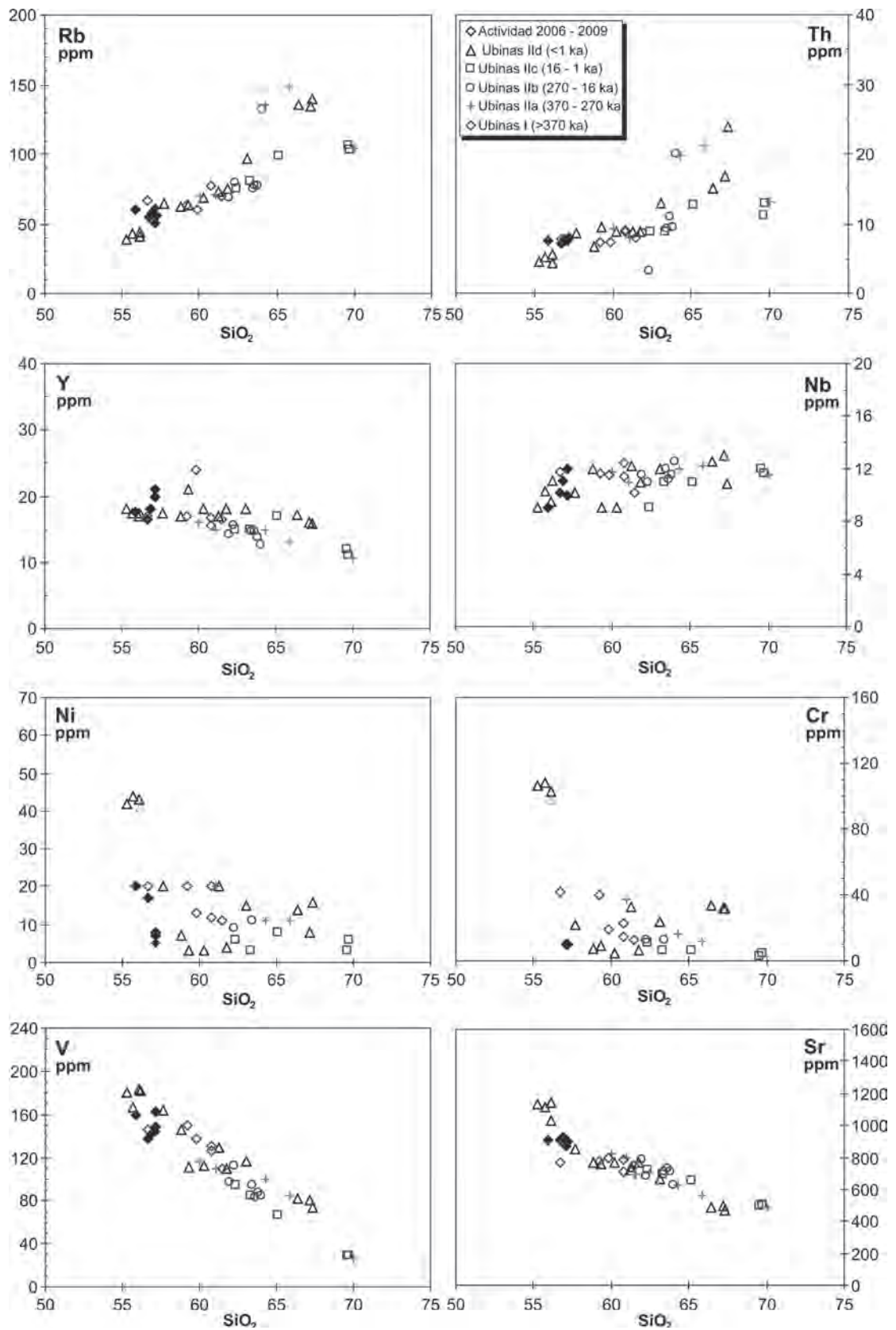


Figura 4.6 Diagramas de Harker, mostrando la evolución de la serie del volcán Ubinas.



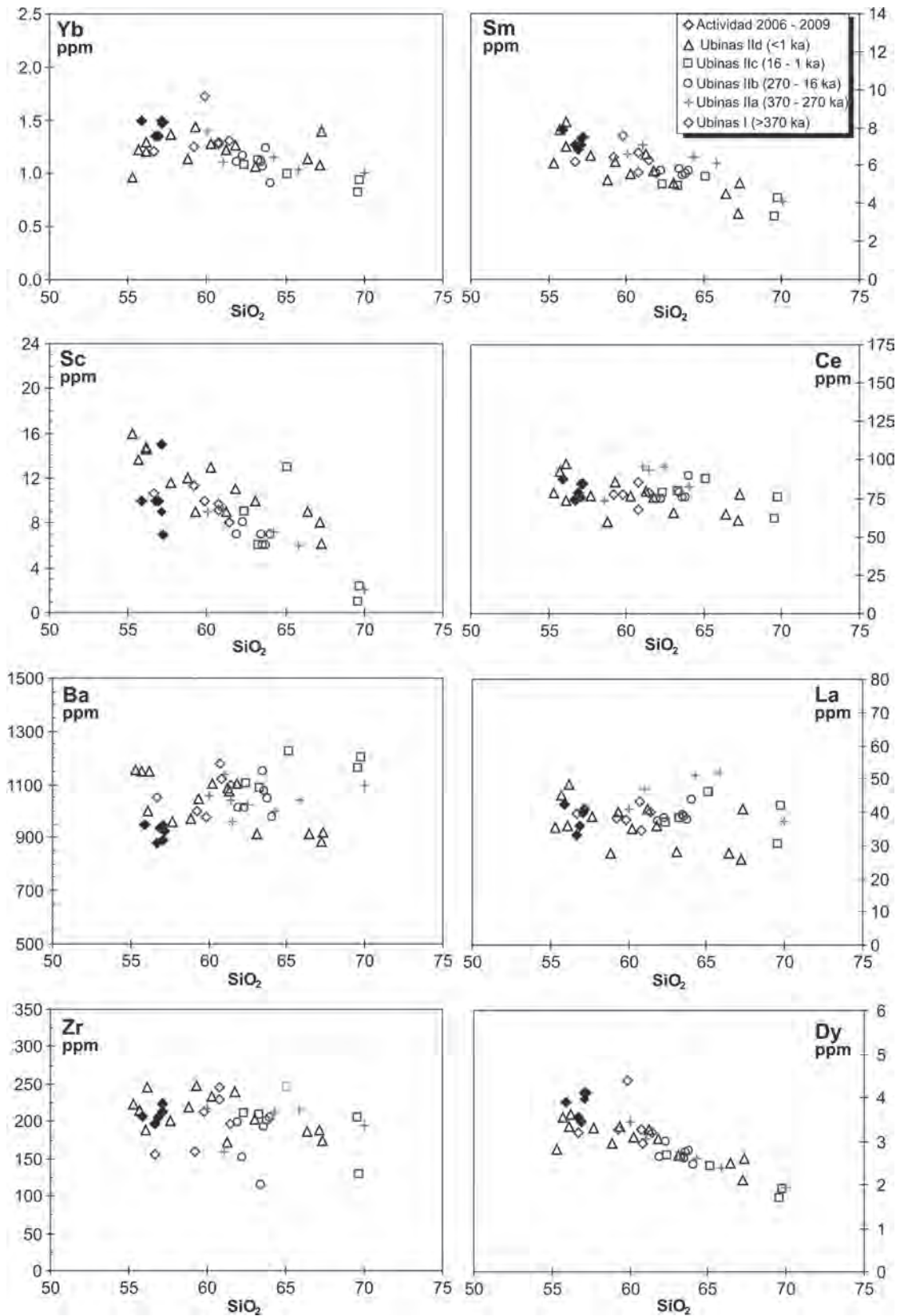


Figura 4.7 Diagramas de variación de los elementos trazas con relación a la SiO_2 . Todos los tenores de los elementos (salvo la SiO_2) están expresados en ppm.

modelo de cristalización fraccionada en sistema cerrado no es compatible con la dispersión de ciertos elementos trazas, y que una evolución más compleja ha debido producirse. En efecto, los tenores en Rb, Th y Ba en los diagramas de variación son dispersados (en los productos más diferenciados). Es probable que ese comportamiento pueda ser explicado por mecanismos más complejos de AFC (Asimilación-Cristalización Fraccionada).

En un diagrama multielementos donde los tenores en elementos trazas han sido normalizados con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough (1989) (fig. 4.8), las muestras del Ubinas presentan todas las características inherentes a los magmas de arco: (1) ellos son muy enriquecidos en LILE (Ba, Rb, Th, K) con respecto a las HFSE (Nb, Zr), y (2) ellos poseen una fuerte anomalía en Nb, así como en Ti (esta última es más

Diagramas multielementos

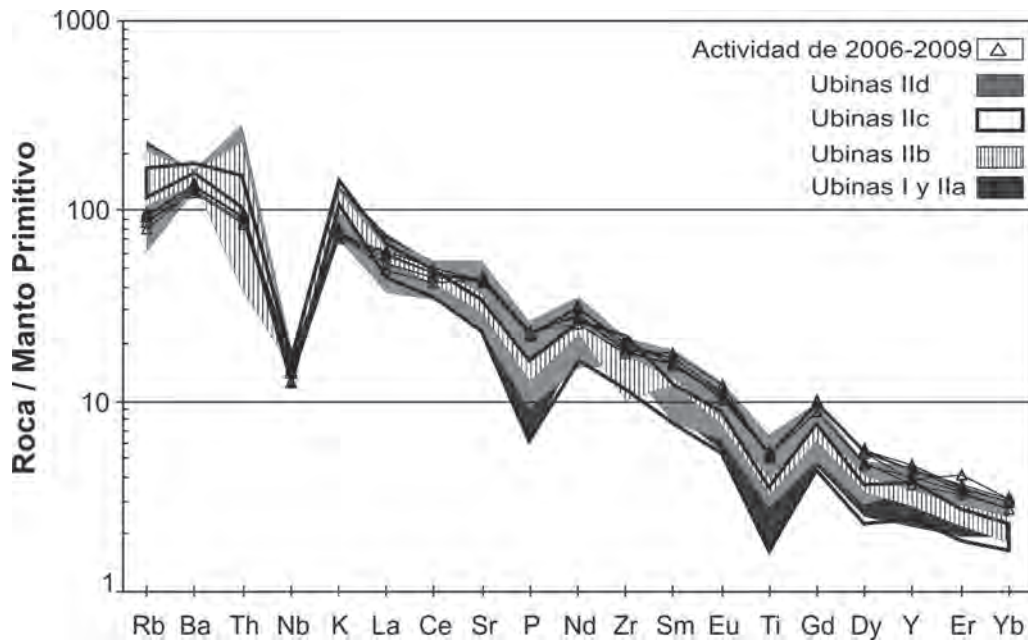


Figura 4.8 Diagrama multielementos de las rocas del volcán Ubinas, normalizada al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).

marcada para las riolitas del «Ubinas IIa» y «Ubinas IIc»). Esas particularidades son propias de los magmas de arco generados por fusión de la cuña del manto metasomatizado por fluidos acuosos derivados del «slab» (Tatsumi, 1989; McCulloch y Gamble, 1991; Davidson *et al.*, 1991; Smith y Leeman, 1993). Es necesario notar que todas esas características no son específicas del Ubinas, ya que ellos son típicos de todos los magmas de la CVZ (Davidson *et al.*, 1991).

Las lavas del Ubinas presentan una anomalía negativa en fósforo, que refleja el fraccionamiento de un fosfato, por ejemplo del apatito.

Los espectros de Tierras Raras (REE) normalizados a las Condritas (Sun y McDonough, 1989) de las rocas del volcán Ubinas son presentados en la figura 4.9. Aquí también la forma general de los espectros es similar a aquellas de las otras rocas calco-alcálicas de la CVZ. Los tenores en LREE son elevados ($108,4 < La_N < 219,4$), a lo que los tenores normalizados en HREE

son siempre superiores a 5 ($5,1 < Yb_N < 9,3$); que resulta en fraccionamiento moderado de los espectros con una razón $(La/Yb)_N$ que varía de 16,17 a 33,97. Es necesario remarcar que las rocas del Ubinas IIc poseen razones LREE/MREE altas, pero a la vez, razones MREE/HREE bajas con respecto al conjunto de rocas del Ubinas. Por su parte, las rocas de la actividad 2006-2009 muestran espectros bien fraccionados con razones LREE/MREE y MREE/HREE altas.

La anomalía negativa en Eu es poco marcada en las rocas del Ubinas (fig. 4.9) a pesar del fraccionamiento de la plagioclasa sugerida por la evolución de ciertos elementos mayores durante la diferenciación. La ausencia de esta anomalía puede ser explicada de dos maneras: su falta de incorporación en la plagioclasa que puede reflejar fuertes condiciones de oxidación donde todo el Eu está en forma de Eu^{3+} (Davidson *et al.*, 1990); o una fuerte presión de agua que puede producir una reducción de cristalización de la plagioclasa.

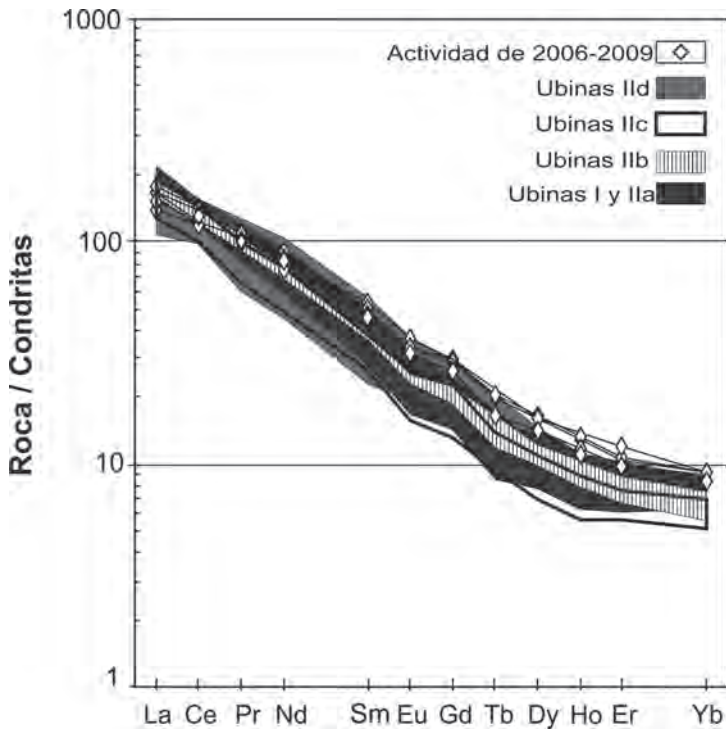


Figura 4.9 Espectros de Tierras Raras (REE) normalizadas a las Condritas (Sun y McDonough, 1989) de rocas del volcán Ubinas.

Los espectros de Tierras Raras de la mayoría de los productos del Ubinas son subparalelos. Esto confirma la importancia del proceso de cristalización fraccionada en la evolución de los líquidos. Sin embargo, los espectros de ciertos productos extremos (riolitas y andesitas básicas) no son subparalelos entre ellos y muestran un comportamiento diferente. En efecto, los tenores de REE de las

riolitas son más leves que aquellas de las andesitas básicas (fig. 4.10). Según estos argumentos, los magmas más diferenciados no son el resultado de una simple evolución por cristalización fraccionada, a partir de los magmas andesitas básicas y que otros procesos como la contaminación o asimilación cortical pueden ser propuestos para explicar la evolución de los magmas del Ubinas.

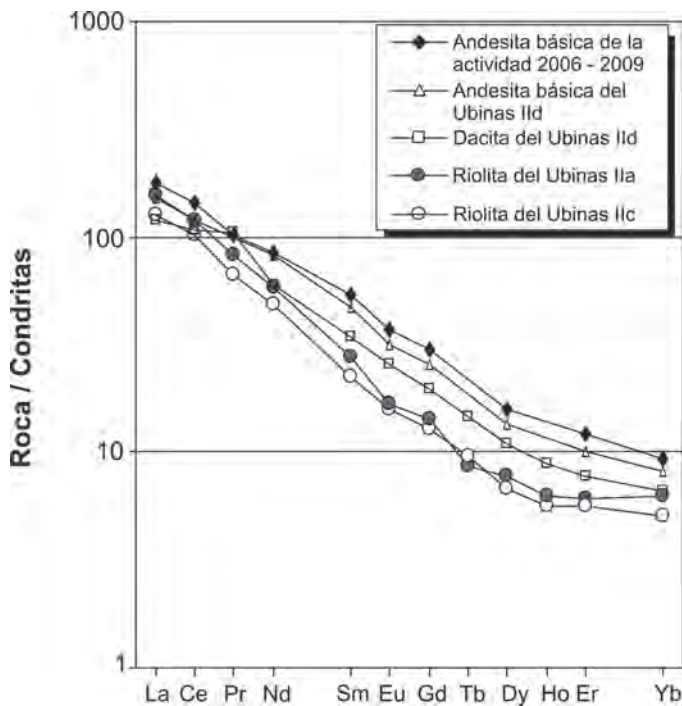


Figura 4.10 Espectros de Tierras Raras normalizadas a las Condritas (Sun y McDonough, 1989) para las rocas las más y menos diferenciadas del volcán Ubinas.

Datos isotópicos: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

Nueve análisis isotópicos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ fueron tomados de Rivera (2010) y siete fueron tomados de Thouret et al. (2005). Las muestras corresponden a las diferentes etapas evolutivas puestas en evidencia durante nuestro estudio estratigráfico y su variación composicional.

Cuando comparamos con otros magmas calco-alcalinos primitivos de arco, el conjunto de las rocas del volcán Ubinas

muestran razones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7067 - 0,7070) elevados y razones isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,512238 - 0,512322) leves (fig. 4.11). En el diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (fig. 4.11a, b) las rocas se sitúan en el campo definido por las otras lavas de la CVZ (Davidson et al. 1991). En detalle (fig. 4.11b), los puntos muestran una ligera dispersión a lo largo de una correlación negativa, correlación que reposa, sobre todo, sobre una lava dacítica cuya razón de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ es más elevada y la razón $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ más leve.

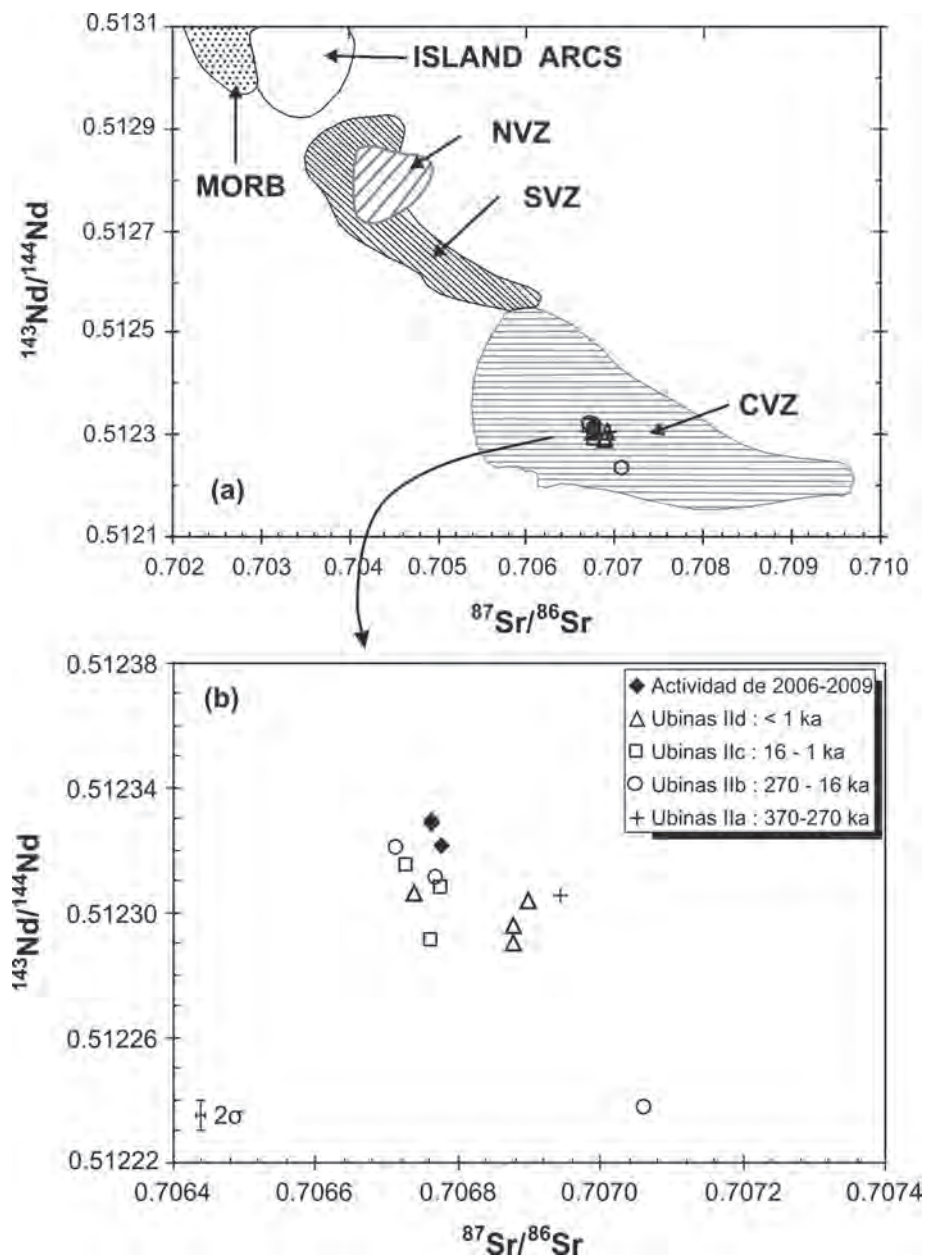


Figura 4.11 Composiciones isotópicas de Sr y Nd para las rocas del volcán Ubinas. a) Ilustración de gamas de composiciones relativas a los arcos intraoceánicos y a las zonas volcánicas del Sur (SVZ), Central (CVZ) y Norte de los Andes (NVZ), según Davidson et al., (1991). b) Detalle de la composición isotópica de las rocas del volcán Ubinas.

El comportamiento isotópico de las lavas del Ubinas es muy diferente de aquellos magmas de arco intraoceánico. Este hecho podría indicar que los magmas del Ubinas han sido

contaminados por la corteza continental engrosada (entre 65 y 70 km de espesor) presente en el Sur del Perú (Barazangi y Isacks, 1976; Kono *et al.*, 1989).

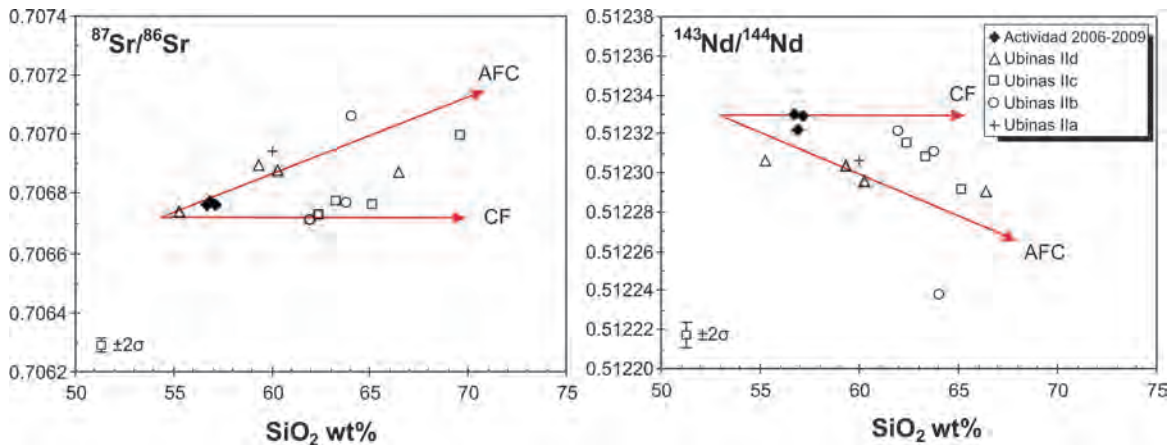


Figura 4.12 Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. SiO_2 y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. SiO_2 para las rocas del volcán Ubinas, tomado de Rivera (2010). Además, son presentadas las tendencias teóricas de la AFC (asimilación-cristalización fraccionada) y CF (cristalización fraccionada).

En el diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus SiO_2 wt% (fig. 4.12), se distingue una importante dispersión de los datos, con la posibilidad de la existencia de dos líneas de diferenciación. En el diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus SiO_2 wt%, se observa lo inverso. Esta dispersión de las razones no está ligada a un error analítico de uno de los laboratorios. En efecto, las muestras de un mismo laboratorio se reparten indiferentemente en uno y otra línea. En esos diagramas, parece probable que las andesitas evolucionan desde las andesitas básicas por un proceso de cristalización fraccionada (razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ constante), pero también principalmente por un proceso de AFC.

En los diagramas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus SiO_2 y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus SiO_2 (fig. 4.12) los datos isotópicos del Ubinas muestran líneas de fuerte pendiente. Estas características sugieren que la cristalización fraccionada no puede ser el mecanismo principal que explicaría la evolución de las series magmáticas, ya que un mecanismo de cristalización fraccionada no modifica las razones isotópicas. Esas características sugieren más bien la intervención de un proceso de AFC durante la evolución de los magmas del volcán Ubinas.

MODELAMIENTO Y MODELO PETROGENÉTICO

Según el comportamiento de los elementos mayores y trazas e isótopos de rocas del Ubinas, y según el contexto geodinámico ligado a la subducción es admitido que los magmas resultarían esencialmente de la fusión parcial de la cuña del manto

metasomatizado por fluidos provenientes de la deshidratación de la corteza oceánica subducida (Thouret *et al.*, 2005; Lavallée *et al.*, 2009; Mamani *et al.*, 2010; Rivera, 2010).

De otro lado, las características isotópicas de las rocas del volcán Ubinas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevados y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ bajos) son comunes a los magmas recientes de la CVZ. Existen algunos modelos propuestos a fin de explicar el origen de esos magmas, entre ellos: (a) una contaminación o asimilación de magmas provenientes del manto en la base de corteza continental, en una zona de MASH (fusión, asimilación, almacenamiento, homogeneización) sugerida por varios autores (Harmon y Hoefs, 1984; Hildreth y Moorbath, 1988; Davidson *et al.*, 1990; Thouret *et al.*, 2005; Delacour *et al.*, 2007); (b) una contaminación o asimilación por la corteza continental durante el ascenso y el almacenamiento cerca de la superficie (James, 1984; Davidson *et al.*, 1990; Gerbe y Thouret, 2004).

Según Rivera (2010), las rocas menos diferenciadas del Ubinas presentan razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $\delta^{18}\text{O}$ muy elevadas con respecto a los magmas primitivos de arco. Eso sugiere que los magmas del Ubinas, provenientes del manto, fueron contaminados antes de llegar a la superficie por un componente cortical (probablemente la corteza inferior) o que ellos resultan de la adición de un componente cortical (sedimentos) a la fuente de los magmas. Trabajos de interpretación de imágenes geofísicas de los fondos marinos (Thornburg y Kulm, 1987) han mostrado que hay poco

o nada de sedimentos en la fosa Perú-Chile, frente a la línea de costa del Sur del Perú. En consecuencia, la incorporación de sedimentos a la fuente mantelica no puede ser un proceso mayor para explicar la firma de las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $\delta^{18}\text{O}$ elevadas.

De otro lado, como ya fue evocado por Thouret et al., (2005), las rocas del volcán Ubinas poseen tenores en Y y HREE un poco más bajos que de los magmas calco-alcalinios «clásicos» de arco. Estudios efectuados por Mamani et al., (2010) muestran que estas características son típicas de los magmas emitidos durante los últimos 3 Ma al Norte de la CVZ, durante los cuales la corteza ha continuado engrosándose para alcanzar el espesor actual de 65 a 70 km. Para numerosos autores (Feeley y Hacker, 1995; Kay et al., 1999; Haschke et al., 2002; Delacour et al. 2007; Sorensen y Holm, 2008) esas características pueden reflejar la asimilación o mezcla de magmas basálticos «padres» provenientes del manto con magmas generados en la base de la corteza (magmas generados a alta presión) conteniendo granate (\pm anfíbol) en el residuo de fusión, y en el contexto de una corteza continental engrosada.

En nuestro caso, la tendencia de la diferenciación magmática observada entre el comportamiento de elementos trazas y la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ o $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en función de la $\text{SiO}_2\text{wt}\%$ (fig. 4.12) sugiere que la evolución del Ubinas se ha producido por un proceso de asimilación y cristalización fraccionada (AFC).

Estudios efectuados en el sur peruano sobre petrogénesis de magmas consideran como posible contaminante potencial de magmas al macizo de Arequipa o «gneis de Charcani» de edad proterozoica, que hace parte de la corteza continental superior o media. Un modelamiento geoquímico de un proceso de asimilación-cristalización fraccionada (AFC) haciendo uso de la formulación establecida por De Paolo (1981) ha sido efectuado por Rivera (2010), quien ha tomado la composición de una roca menos diferenciada («magma padre») y una roca más evolucionada («roca hija») del Ubinas para reproducir la serie magmática. Además, como contaminante ha tomado el «gneis de Charcani» (Boily et al., 1990). La figura 4.13 presenta los parámetros tomados para este modelamiento, así como un diagrama multielemento donde son presentados los resultados de dicho modelamiento.

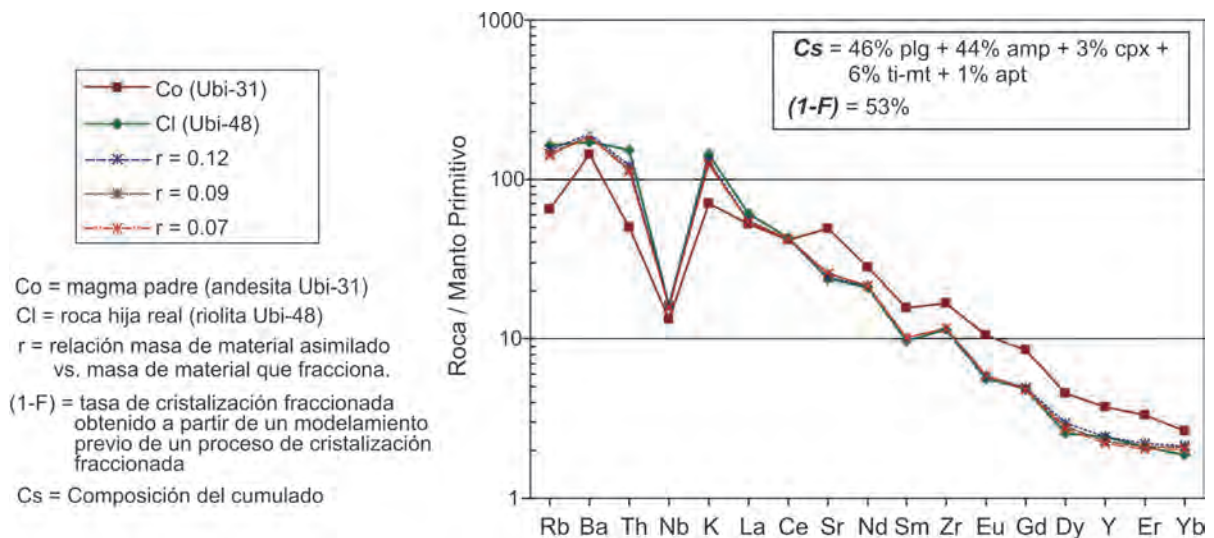


Figura 4.13 Diagrama multielemento que muestra los resultados del cálculo de la AFC para varios porcentajes de asimilación del contaminante (macizo de Arequipa) que participa en la evolución de rocas del volcán Ubinas.

Según los resultados obtenidos, con una relación material asimilado/material que fracciona (r) igual o menor a 0,12, correspondiente a una tasa de asimilación $\leq 8\%$, el modelo reproduce la composición de elementos trazas de las rocas más diferenciadas del Ubinas (riolitas). Este resultado muestra que el macizo de Arequipa es uno de los contaminantes principales que participa en la evolución de la serie del Ubinas.

En resumen, sobre la base de datos mineralógicos, geoquímicos e isotópicos de las lavas del Ubinas, adquiridos por Rivera (2010), un modelo petrogenético puede ser propuesto: la serie magmática del Ubinas proveniente del manto se mezcla o asimila magmas generados en la base de la corteza (zona MASH), magmas generados a alta presión que contendrían granate (\pm anfíbol) en el residuo de fusión. Esto sugerido por

los bajos valores en HREE e Y del conjunto de rocas del Ubinas. Posteriormente, los magmas resultantes ascienden cerca de la superficie (reservorio superficial) donde evolucionan por un proceso de AFC (asimilación-cristalización fraccionada) en la corteza continental superficial cuyo contaminante principal es el «gneis de Charcani» (Macizo de Arequipa, de edad proterozoica), fig. 4.14.

Además, el estudio petrográfico y mineralógico muestra que existen minerales con zonación inversa (plagioclasa,

ortopiroxeno, clinopiroxeno), sobrecrecimiento de fases minerales, xenocristales, fenocristales con bordes reabsorbidos, etc., que pueden corresponder a reequilibrios químicos seguidos a una mezcla de magmas. En efecto, la cámara magmática superficial, conteniendo a menudo magma en vía de cristalización, es eventualmente realimentada con magma más básico y caliente. Estas características ocurrieron sobre todo durante los últimos miles de años, incluso durante la crisis de 2006-2009.

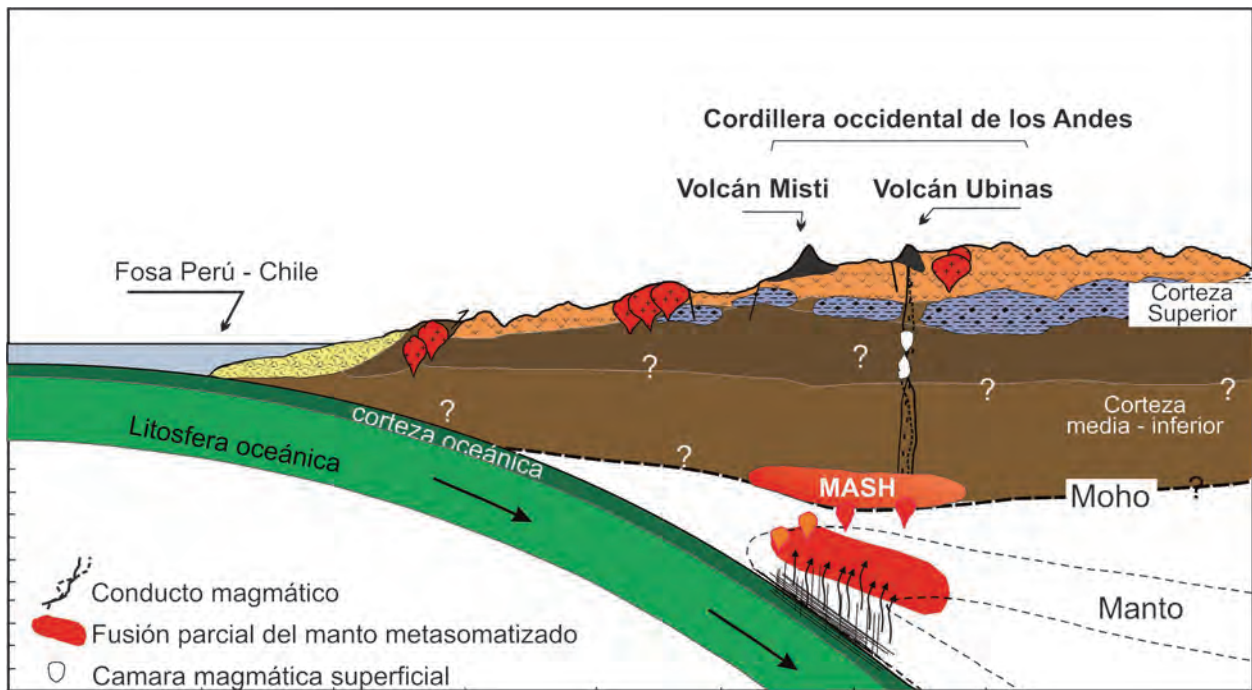


Figura 4.14 Modelo resumido de génesis de magmas del volcán Ubinas (tomado de Rivera, 2010).

CAPÍTULO V

ACTIVIDAD VOLCÁNICA HISTÓRICA DEL UBINAS

Los estudios geológicos y vulcanológicos muestran que el volcán Ubinas es el producto de una intermitente y variada actividad volcánica ocurrida desde el Pleistoceno superior. Lo demuestran los depósitos que conforman el actual estrato-cono, y sobre todo, los depósitos que afloran en la parte baja de los flancos Sur y Sureste. Dicha actividad, principalmente de tipo explosiva, se prolongó hasta el Holoceno, para continuar durante el siglo XX con intensa actividad fumarólica y algunas erupciones pequeñas a moderadas caracterizadas por la ocurrencia de explosiones y emisiones de cenizas en forma intermitente.

Denominamos «actividad histórica» a la actividad eruptiva ocurrida desde la llegada de los españoles al actual territorio peruano ocurrida en 1530 AD.

Los estudios efectuados sobre la actividad eruptiva histórica del volcán Ubinas están basados en la recopilación de relatos históricos, diarios antiguos de los siglos XVIII y XIX, y encuestas realizadas a pobladores que viven desde las primeras décadas

de este siglo. También están basados en el trabajo efectuado por Rivera (1998), y los datos obtenidos de los catálogos «Volcanoes of the world» (Simkin y Siebert, 1994) y «The active volcanoes of Peru» (Hantke y Parodi, 1966). Según estos trabajos el volcán Ubinas presentó 24 eventos volcánicos, referidos a altas emisiones de gases y cenizas, ocurridas durante 5 siglos (desde 1550 AD hasta la actualidad) con una recurrencia de 2 a 6 erupciones por siglo. La mayoría de las erupciones se caracterizaron por presentar un índice de explosividad volcánica (IEV) igual a 1 (Tabla N° 3). Las fechas de tres eventos eruptivos (1778, 1912 o 1913 y 1923 o 1925) no son muy precisas, debido a que los datos fueron encontrados en un artículo científico y mencionan pocas características de las erupciones. Según estos reportes, el volcán Ubinas en ocasiones ha manifestado intensa actividad fumarólica que provocó alarma y tensión entre los pobladores del valle de Ubinas, quienes aún padecen los efectos provocados por la actividad de este volcán.

Tabla 3					
Resumen de la actividad volcánica histórica					
Año	Inicio	Final	Tipo de actividad	IEV	Observaciones
1550			Erupción explosiva	3 ?	
1599	07 Feb.	22 Feb.	Erupción explosiva moderada	2	Cenizas grises cayeron cerca a Arequipa.
1600			Erupción explosiva		
1662			Erupción explosiva	2 ?	Las cenizas alcanzaron hasta las pampas de Sama y Locumba.
1667			Erupción explosiva de gran magnitud	3	Probablemente cayeron cenizas y flujos de escorias encontradas al NW y N del volcán.
1778			Erupción explosiva		
1784			Erupción explosiva	2	Alta actividad fumarólica y emisión de cenizas.
1826			Erupción explosiva	2	
1830			Erupción explosiva	2	
1862			Erupción explosiva	2	
1865			Erupción explosiva	2	Emisión de cenizas grises.

continuación....

	Inicio	Final	Tipo de actividad	IEV	Observaciones
1867	24-may	28-may	Erupción explosiva	2	
1869		Octubre	Erupción explosiva	2	
1906		Octubre	Erupción explosiva	2	
1907		Octubre	Erupción explosiva	2	
1912-1913 ?			Erupción explosiva	2	Cenizas cayeron sobre Ubinas, Chojata y Yalahua afectaron tierras de cultivo y murieron ganados por epidemias.
1923-1925 ?			Erupción explosiva		Cenizas grises cayeron cerca a la ciudad de Arequipa.
1936	03 Ene.	Julio	Erupción explosiva y fumarólica	2	En el valle de Ubinas las cenizas destruyeron los cultivos.
1937	Mayo	Julio	Erupción central y explosiva	2	Las cenizas destruyeron terrenos de cultivo y generaron epidemias en el valle de Ubinas.
1951	Mayo	21 Oct.	Erupción central y explosiva	2	En el valle de Ubinas las cenizas causaron daños.
1956	Junio		Erupción explosiva y fumarólica	2	Emisión de cenizas causaron daños en los terrenos de cultivo y en poblados del valle de Ubinas.
1969	Mayo	Dic. ?	Erupción explosiva	2	En el valle de Ubinas las cenizas destruyeron los cultivos y afectaron a la población.
1995-	Dic.	Abril ?	Alta actividad fumarólica	1	Alarmó a la población en general, fue reportado por el IGP e IRD.
2006-2009	Marzo	Diciembre	Actividad explosiva: freatomagmática, vulcaniana y alta actividad fumarólica	2	Las cenizas afectaron la salud de la población. Aproximadamente 1500 habitantes de cinco poblados del valle de Ubinas fueron evacuados en junio de 2006.

A continuación se describe las características de los eventos eruptivos registrados desde 1550 AD, en la que se muestra el grado de actividad y los diversos daños que ocasionaron a los diversos poblados aledaños localizados dentro de un radio de 12 km del cráter.

ACTIVIDAD ERUPTIVA DE 1550

Corresponde a la erupción histórica más antigua y según Simkin y Siebert (1994) fue de tipo central y explosiva con un índice de un explosividad volcánica igual a 2 (Tabla 3). Desde luego, la edición de estos primeros registros se inició con la llegada de los españoles al actual territorio peruano.

ACTIVIDAD ERUPTIVA DE 1599

«Del 7 al 9 de Febrero de 1599 se percibió en el Ubinas intermitentes estruendos. El 9 de Febrero empezó una gran oscuridad, desgarrada por truenos y lluvias; algo aclaró el 11, a las 4 de la tarde, pero el sol volvió a verse únicamente el día 13; y durante 15 días cayeron cenizas en los contornos, amenazando aún a la ciudad de Arequipa». (Tauro del Pino, 1967; Polo, 1899). No existen datos referentes a las magnitudes ni daños ocasionados a los poblados aledaños a este volcán (Tabla 3).

ACTIVIDAD ERUPTIVA DE 1600?

Esta erupción se encuentra registrada en el catálogo «Volcanoes of the world» (Simkin y Siebert, 1994, Tabla 3). Sin embargo, se

refiere quizás a la erupción del volcán Huaynaputina ocurrida el 19 de febrero de 1600 d.C. (Thouret et al, 1997). Afirmamos esto porque dichos volcanes se encuentran separados por una distancia de 30 km en línea recta, y los que interpretaron inicialmente debieron ser naturales que vivieron fuera del lugar. Desde luego, también cabe la posibilidad de que en este año el volcán Ubinas estuviera activo.

ACTIVIDAD ERUPTIVA DE 1662

En 1662 se registró una gran erupción explosiva moderada durante la cual las cenizas alcanzaron hasta la ciudad de Moquegua, a las pampas de Sama y Locumba, ubicadas a 280 km al SO del volcán (Tauro de Pino, 1967). Esta actividad eruptiva debió ser muy importante, y desde luego la dirección y velocidad de los vientos influenciaron en el desplazamiento de las cenizas hacia el Suroeste. Según el catálogo «Volcanoes of the world» (Simkin y Siebert, 1994), esta erupción tuvo un índice de explosividad volcánica igual o mayor a 2 (Tabla 3). Aún se desconocen los daños y efectos causados en los poblados aledaños.

ACTIVIDAD ERUPTIVA DE 1667 Y 1778

Según el catálogo «Volcanoes of the world» (Simkin y Siebert, 1994), estos eventos eruptivos corresponden a erupciones centrales y explosivas. La erupción de 1667 tuvo un índice de explosividad volcánica igual a 3 (Tabla 3). Suponemos que esta erupción debió ser la más grande que tuvo el volcán Ubinas desde el siglo XVI. En efecto, en esta erupción fueron emitidos flujos de escorias y cenizas de tipo *Saint-Vincent*, que actualmente se encuentran en el flanco NO del volcán. Aún se desconoce el alcance, así como los efectos o daños que ocasionaron sus depósitos. Igualmente sucede con la erupción de 1778, de la cual se desconoce las características y alcance de sus depósitos. Esta última fecha de erupción fue obtenida de relatos históricos por pobladores del lugar que posteriormente en 1995 fueron publicados por Juan Valdivia.

ACTIVIDAD ERUPTIVA DE 1784

Según el catálogo «Volcanoes of the world» (Simkin y Siebert, 1994), este evento eruptivo corresponde a una erupción central y explosiva, con un índice de explosividad volcánica igual a 2 (Tabla 3). Este dato es corroborado por Zamácola y Jaúregui quienes acompañaron en visita pastoral (1789) al obispo Chávez de la Rosa al pueblo de Ubinas. Ellos señalaron que «en el pueblo de Ubinas, distante a 30 leguas (de Arequipa) existe un volcán que continuamente está exhalando humo; así lo observamos cuando fuimos aquel pueblo» (Zamácola y Jaúregui, 1789).

ACTIVIDAD ERUPTIVA DE 1826, 1830 Y 1862

Por las características de las actividades eruptivas reportadas por Hantke y Parodi (1966), y Simkin y Siebert (1994), estos eventos eruptivos corresponden a erupciones explosivas moderadas, con un índice de explosividad volcánica igual a 2 (Tabla 3). Aún no conocemos el área alcanzada por los depósitos ni los efectos provocados por estas erupciones.

ACTIVIDAD ERUPTIVA DE 1865

La erupción de 1865 inicialmente fue reportada por Raymondi, quién visitó Ubinas en Febrero de 1865. Raymondi además dio a conocer las coordenadas del volcán Ubinas. Posteriormente, Hantke y Parodi (1966) y Simkin y Siebert (1994) confirman la ocurrencia de una erupción central y explosiva, con un índice de explosividad volcánica igual a 2 (Tabla 3).

ACTIVIDAD ERUPTIVA DE 1867

Según Hantke y Parodi (1966) esta erupción ocurrió entre el 24 y 28 de Mayo de 1867. Simkin y Siebert (1994) la catalogan como una erupción central y explosiva, con un índice de explosividad volcánica igual a 2 (Tabla 3).

ACTIVIDAD ERUPTIVA DE 1869, 1906 Y 1907

Las erupciones de 1869 y 1906 ocurrieron en el mes de octubre. Inicialmente, estas erupciones fueron registradas por Hantke y Parodi (1966). Según Simkin y Siebert (1994), estos eventos eruptivos corresponden a erupciones centrales y explosivas, con un índice de explosividad volcánica igual a 2 (Tabla 3).

ACTIVIDAD ERUPTIVA DE 1912-1913 ?

Por los años de 1912 o 1913 hubo una erupción que duró de 3 a 4 años, la cual perjudicó los terrenos de sembríos y, consecuentemente, ocasionó la muerte de ganados. Por este motivo, muchas familias trataron de establecerse en Arequipa en salvaguarda de sus vidas e intereses. Durante esta erupción el volcán emitió cenizas negras, por lo menos de tres a cuatro años acompañados de movimientos sísmicos. Inicialmente, las nubes de cenizas negras cayeron sobre Ubinas, luego se giraron y se prolongaron hasta Chojata y Yalahua, distantes 18 km al Sureste y Noreste del volcán respectivamente (Benamente, 1997 - comunicación oral; Diario El Pueblo, 1936). Por las características descritas en los relatos, inferimos que el índice de explosividad volcánica fue igual o superior a 2 (Tabla 3). La erupción de 1912 -1913? no fue registrada en el catálogo «Volcanoes of the world» (Simkin y Siebert, 1994).

ACTIVIDAD ERUPTIVA DE 1923-1925?

El señor Juan Almuelle (Chavéz, 1992) relata: «Por el año de 1923, Arequipa amaneció con ceniza. Era por coincidencia miércoles de ceniza, y las calles estaban llenas de cenizas, que eran del volcán Ubinas. La capa delgada de esta erupción era muy fina y no se observaba en el campo claramente». Según Benamente, 1997 (comunicación oral) la erupción consistió en emisiones de cenizas calientes de color gris, estas se prolongaron por Para y Yalahua (Noreste del volcán). Asociados a este evento eruptivo se sintieron movimientos sísmicos de baja intensidad en áreas aledañas (Tabla 3). Posteriormente, las cenizas emitidas se mezclaron con el agua formando flujos de barro que se desplazaron por los flancos S y SE, con dirección al valle de Ubinas. Este evento duró casi tres años con niveles variables de la actividad eruptiva.

ACTIVIDAD ERUPTIVA DE 1936

El fenómeno eruptivo se caracterizó por una alta actividad fumarólica y emisiones de cenizas grises, además estuvo acompañado con intermitentes movimientos sísmicos de baja intensidad. Por las características descritas de sus depósitos, el tipo y grado de actividad, y los daños provocados le inferimos un índice de explosividad volcánica igual a 2 o 3 (Tabla 3).

Según relatos que se muestran a continuación los pobladores del valle de Ubinas pedían al gobierno central el traslado hacia la zona de la Joya, a fin de protegerse de un gran desastre que amenazaba destruir el distrito. Estos pedidos fueron hechos en años anteriores a 1936, pero lamentablemente no se hizo nada en ese entonces. Los siguientes datos periodísticos de la erupción de 1936 obtenidos del diario «El Pueblo», muestran los efectos o daños que la actividad eruptiva del volcán Ubinas ha causado en el valle de Ubinas, sobre todo en el distrito de Ubinas:

EL VOLCÁN UBINAS ENTRO EN ERUPCIÓN ARROJANDO GRAN CANTIDAD DE CENIZAS

La actividad del volcán Ubinas amenaza al pueblo que florece en sus faldas; una gruesa capa de cenizas ha cubierto los terrenos de sembríos malogrando las cosechas.

MEMORIAL presentado al GOBIERNO DE REPÚBLICA (4 de enero de 1936).

El pueblo de Ubinas distante 25 leguas de Arequipa, y que más de una vez ha presenciado terroríficas erupciones del volcán del mismo nombre, se halla nuevamente hoy poseído de indescriptible pánico, a consecuencia de que, desde el 3 de los corrientes parece que el Ubinas hubiese entrado en actividad pues durante las primeras horas de la tarde y en el transcurso de la noche surgen del cráter del volcán espesas columnas de

fuego intenso y de humo asfixiante; así mismo ha comenzado en los últimos días a caer lluvia de cenizas que están destruyendo totalmente los sembríos y malogrando como consecuencia las cosechas.

Hace algunos años se pensó trasladar al pueblo de Ubinas, a fin de salvar a los moradores de un peligro que amenazaba destruir el distrito, pero desgraciadamente, no se hizo en ese momento nada práctico, hoy que, nuevamente se cierne sobre Ubinas idéntico peligro es prudente dictar las medidas que solicitan los vecinos y conjurar así desgracias que bien pueden presentarse.

Por las informaciones que nos han suministrado, parece que «los fenómenos volcánicos que desde el día tres se suceden con cierta frecuencia en Ubinas, son de carácter alarmante y han provocado el consiguiente pánico entre los numerosos moradores que hoy más que nunca solicitan el auxilio de los poderes públicos, para conseguir que el traslado del pueblo sea esta vez una realidad». Una comisión especial representativa del pueblo de Ubinas, se ha constituido en ésta ciudad, desde ayer, a fin de dar los pasos tendientes para conseguir el objetivo que persiguen. Esta comisión que esta formada por el gobernador del distrito señor Mariano Valdivia, el juez de paz Florencio Román y del vecino notable Sr. Nicolas Salinas, visitó esta mañana al señor presidente del congreso Dr. Revilla, quien recibió con toda amabilidad a la comisión y les ofreció ayudarlos eficazmente a fin de que se dicten las medidas que faciliten el traslado del pueblo, ya sea dándoles parcelas en la Joya o en otro lugar aparente. En presencia de las razones que exponen los vecinos de Ubinas y siendo necesario salvar a toda una población no solo de la miseria que ya se ha cernido por cuanto los sembríos están destruidos, sino también a fin de salvar las propias vidas de los moradores de Ubinas. El memorial en referencia es el siguiente:

Señor ministro de Fomento.

Los suscritos vecinos y naturales del pueblo de Ubinas, capital del distrito del mismo nombre, de la provincia de Moquegua a los cuatro días del mes de enero de mil novecientos treinta y seis; con el debido respeto exponemos:

Que en la madrugada del tres del presente se han visto salir llamaradas del cráter del volcán Ubinas, sintiéndose también ruidos y toda la quebrada donde está situado este pueblo y otros caseríos amaneció cubierto de humo que saliendo del cráter desprendía ceniza volcánica. Hace más de 24 horas que ha empezado la erupción y sigue aumentando la intensidad. Los terrenos y sembríos están cubiertos por una espesa capa de ceniza. Como este pueblo y otros de este distrito están situados muy cerca del volcán y en una quebrada que parte de las faldas del mismo, estamos en peligro inmediatamente de perecer abrasados en una erupción de lavas. Todos somos

de escasos recursos económicos; y por esta causa y en vista de nuestra aflictiva situación pedimos que el supremo gobierno nos conceda una parcela de terrenos en la irrigación de La Joya para construir nuestras viviendas así como para atender a nuestra subsistencia. (Diario El Pueblo, Arequipa, 11 de enero de 1936)

MEMORIAL DE LOS VECINOS DE UBINAS A LA PREFECTURA DEL DEPARTAMENTO DE AREQUIPA

«Conocedores del peligro que día a día toma mayores proporciones, en lo que respecta a la erupción del volcán Ubinas, y lo efectos de este nos hemos permitido presentar el siguiente memorial, solicitando su valiosa influencia para salvaguardar las vidas de los habitantes de este; suplicándole a la vez obre y labore en bien de los que clamorosamente pedimos haga saber al supremo gobierno nuestra aflictiva situación; a pesar de que hemos trabajado para solucionar éste complejo y difícil problema, pero tenemos a bien recurrir hacia usted, por ser la autoridad más próxima a nuestro pueblo. «Asimismo cumplimos en comunicar a usted que el día de ayer, siendo las diez y media horas se sintió un fuerte movimiento sísmico acompañados de una grande y densa cantidad de humo; lluvia de cenizas, arena y piedras; lo cual ha sembrado el pavor».

Terminan pidiendo se haga publicar su memorial, en el cual suscriben más de sesenta personas de Ubinas, Tonohaya y lugares vecinos (Diario El Pueblo, Arequipa 30 de junio de 1936).

ERUPCIÓN DE 1937

Esta erupción fue reportada en la mayoría de textos y diarios recopilados. Según Simkim y Siebert (1994), esta erupción tiene un índice de explosividad volcánica igual a 2 (Tabla 3). Al igual que los datos mostrados anteriormente, las características de este evento eruptivo y los daños que provocó, ayudarán en la evaluación de riesgos.

A continuación se muestran tres reportes periodísticos obtenidos sobre su actividad:

DESDE HACE OCHO DÍAS EL VOLCÁN UBINAS SE HALLA EN PERIODO DE GRAN ACTIVIDAD

«Los pobladores del pueblo del mismo nombre se encuentran poseídos de enorme pánico. Los gases expelidos afectaron el ambiente».

«El volcán Ubinas ha entrado de nuevo en actividad. Desde el 8 del mes en curso (Mayo) está arrojando cenizas sobre el sembrío y a la población del pueblo que se asienta a sus faldas sembrando como es natural el pánico entre sus moradores.

Día y noche cae una lluvia gris espesa sobre Ubinas a tal extremo que los vecinos están desesperados por este constante tormento y esta amenaza continúa. No sólo los sembríos y los ganados están sufriendo el peligro, sino la vida misma de los naturales está comprometida ya que los gases sulfurosos y demás materias que se desprenden del volcán han infectado el ambiente. Durante ochos meses el pueblo de Ubinas y sus alrededores habían vivido un tanto tranquilos ya que en ese tiempo el volcán se calmó. Hoy nuevamente ha iniciado tan ingrata labor».

«Los pobladores piden recordar a las autoridades las gestiones que se tienen hechas a raíz de la pasada erupción, para que se cambie el pueblo a una zona que no tenga éste peligro. Sus sembríos, ganados e intereses están expuestos a fuertes pérdidas y peligros que a tiempo hay que conjurarlo si se quiere evitar una penuria y una situación difícil a esa gente que se halla sobresaltada y angustiada» (Diario «El Pueblo» Arequipa, 25 de mayo de 1937).

TRASLADO DEL PUEBLO DE UBINAS

«Por noticias transmitidas por nuestro corresponsal en Arequipa se tiene conocimiento de que nuevamente y desde hace más de ocho días el volcán Ubinas ha entrado en una etapa de gran actividad arrojando enorme cantidad de gases sulfurosos y cenizas que han infectado el ambiente del pueblo que se asienta en sus faldas, malogrando los sembríos y ocasionando la muerte del ganado. Con este motivo, los pobladores de ese lugar se encuentran llenos de pánico y reiteran la solicitud que presentaron hace ocho meses, cuando ocurrió un fenómeno similar en el sentido de que se disponga por los poderes públicos la traslación del pueblo de Ubinas, pudiendo hacerse a la zona de irrigación de la Joya, ya que sus moradores viven en constante peligro de experimentar los efectos de una intensa erupción volcánica».

«Ante los repetidos perjuicios ocasionados por el volcán Ubinas los habitantes del pueblo inmediato tratan de abandonar el paraje y trasladarse a la región de la Joya...» (Diario El Pueblo, Arequipa, 10 de junio de 1937).

DESDE PUNO SE VEN LAS DENSAS COLUMNAS DE HUMO QUE SALEN DEL VOLCÁN UBINAS

Lo que revela la gran actividad en que se encuentra. «Muchas personas y numerosos indígenas que han llegado a las alturas de los cerros de San Antonio y Esquilache manifestaron, que desde dichos lugares pueden apreciarse densas columnas de humo que desde hace días lanza el volcán Ubinas, los cuales revela que se halla en actividad» (Diario El Pueblo, Arequipa, 15 de junio de 1937).

SE SOLICITARA EL ENVÍO DE UNA COMISIÓN PARA ESTUDIAR LA ACTIVIDAD DEL VOLCÁN UBINAS

«Desde el 9 de Mayo último, como ya hicimos conocer a nuestros lectores oportunamente se encuentra el volcán Ubinas en período de gran actividad arrojando diariamente grandes cantidades de humo y cenizas que al caer lo cubren todo y de vez en vez lenguas de fuego». «Este fenómeno como es fácil de suponerse tiene sumidos a los pobladores de Ubinas y pueblos cercanos situados en las faldas del volcán, en verdadero temor y a medida que aumenta la actividad volcánica que se va apoderando de ellos gran pánico. Esto en cuanto a la fase moral del asunto, en cuanto a la materia es realmente calamitosa, pues, las cenizas volcánicas han cubierto los terrenos de cultivo, quemando las sementeras y dejándoles estériles. Como consecuencia se ha producido la falta de forraje por lo que los ganados se han enfermado. Y finalmente hasta el agua del río que se utiliza para los usos domésticos y como bebida se halla contaminada por las cenizas, presentando una coloración parecida a la de la tinta, a pesar de la cual tiene que ser consumida, desde luego, con grave peligro para la salud» (Diario El Pueblo, Arequipa 22 de junio de 1937).

ACTIVIDAD ERUPTIVA DE 1951

Al igual que la anterior erupción, la actividad volcánica de 1951 fue descrita por los pobladores del lugar, y posteriormente registrada en «Volcanoes of the world» (Simkin y Siebert, 1994), con un índice de explosividad volcánica igual a 2 (Tabla 3). Los pobladores de los pueblos aledaños, sobre todo del pueblo de Ubinas, durante la erupción estuvieron tensos y alarmados, padeciendo de los efectos provocados por la emisión de cenizas y gases.

A continuación se muestran relatos de diarios y archivos registrados en la ciudad de Arequipa.

EL UBINAS SE ENCUENTRA EN PLENA ACTIVIDAD DESDE EL MES DE ENERO

«El señor Luis Gómez Iquira quién presta servicios como auxiliar en la escuela de segundo grado de varones N°1804 del distrito de Ubinas de la provincia de Sanchez Cerro, nos ha dirigido atenta comunicación para informarnos acerca del volcán Ubinas que se encuentra en plena actividad desde el mes de enero del año en curso. El señor Gómez Iquira nos dice que el 17 de Junio a las 11 de la noche, se sintió un fuerte temblor en Ubinas que alarmó sobre manera a todos los pobladores. Minutos antes de esa hora, en Arequipa se sintió un fuerte movimiento sísmico del cual dieron cuenta los periódicos de la localidad».

«Dicho señor relaciona estos movimientos sísmicos con la gran actividad del Ubinas y dice que constantemente produce ruidos sordos que infunde pavor y desprende nubes de humo negro ceniza que cubre los campos, manteniendo en constante

zozobra a los vecinos del pueblo y de los lugares aledaños. Nuestro informante nos dice que el volcán entró en actividad en la madrugada de uno de los primeros días de enero, y que desde los primeros momentos infundió pavor en los habitantes de Ubinas, por los ruidos y las inmensas columnas de humo negro y cenizas que desprendían, cubriendo este último residuo todos los campos de cultivo y ocasionando la muerte del ganado. Hay días en que las cenizas nublan el cielo y tornan el ambiente con un fuerte olor sulfuroso que molesta mucho y que imprime ese sabor inclusive al agua. Desde enero a la fecha, lo que más alarmó a la población fue la erupción que se produjo el 8 de mayo a las 6 de la tarde. Después de un ruido subterráneo muy perceptible se vio gran cantidad de humo negro cuyas columnas se elevaron varios centenares de metros nublando totalmente el cielo. El volcán parecía un horno de cal y a medida que se anochecía iba tomando un aspecto muy siniestro» (Diario El Pueblo, Arequipa, 24 de julio de 1951).

DÍA Y NOCHE SE LEVANTAN INMENSAS COLUMNAS DE HUMO NEGRO DEL VOLCÁN UBINAS SEMBRANDO JUSTIFICADO TEMOR

«Los ríos se han convertido en torrentes de barro negro y los pobladores no tienen en donde proveerse de agua, por efecto de la terrible nevada del 21 de Agosto murieron sepultados algunos pastores y numerosas cabezas de ganado. Criaturas y adultos mueren por efecto de fiebres desconocidas, se pide al gobierno el traslado del pueblo de Ubinas a otro lugar». En anteriores ediciones informamos ampliamente, de la extraordinaria actividad del volcán Ubinas, que está originando múltiples daños a los pobladores del distrito de ese nombre y los otros comprendidos en la jurisdicción de la provincia General Sánchez Cerro, departamento de Moquegua con el consiguiente pánico del vecindario.

Insertamos la comunicación que nos envía el Sr. Luis Gómez I. y cuyo contenido corrobora las aseveraciones que nos hiciera en sus declaraciones a «El Pueblo», los señores Pedro Valdivia B. y Miguel Esquiche F., alcalde de Ubinas y juez de paz de Matalaque respectivamente:

Ubinas 9 de Setiembre de 1951

S. D. del diario el Pueblo; de toda mi consideración nuevamente me dirijo a usted, para informarle que desde hace varios días el volcán se encuentra en lo más recio de sus actividades. «Las gigantescas nubes de humo negro que arroja y que ya se producen durante todo el día y la noche tienen alarmado a los pobladores de esta región, notándose que ya no hay posibilidad de que se normalice como las veces anteriores el estado de este nevado». «Hay días en que la lluvia de cenizas, molesta la vista al extremo que no se puede caminar, el suelo está cubierto de

una capa de ceniza que alarma. Como consecuencia de todo esto, los ríos se han convertido en torrentes de barro negro, que ya el ganado no puede tomar. Los moradores no tienen de donde proveerse de agua y así tienen que tomarlas, y las criaturas están muriendo. Así como los adultos con fiebres desconocidas que es más sorprendente que se hinchan. Además como el agua es una espesa masa de ceniza, que ya no se puede regar los terrenos que se preparan en esta época para las siembras. Se me encarga informar a su prestigioso diario de la situación desesperante de todos los moradores, rogándoles su publicación».

«El ganado ha muerto en gran número así como algunos pastores, perecieron sepultados por la nieve en los campos y que todavía no se ha precisado el número. A todo esto se ha sumado las grandes cantidades de cenizas que cubren todos los campos. Hay días en que la negra nube de cenizas que oscurecen el cielo, ocasiona un malestar horrible sobre todo por el fuerte olor a azufre». (Diario El Pueblo, Arequipa, 13 de septiembre de 1951)

ACTIVIDAD ERUPTIVA DE 1956

Esta erupción fue registrada por Hantke y Parodi (1966) y Simkin y Siebert (1994), quienes señalan que se inició en mayo de 1956 con la emisión de cenizas, y culminó en octubre del mismo año. Esta erupción causó daños en los terrenos agrícolas del valle de Ubinas. Por las características descritas corresponden a una leve erupción explosiva, con un índice de explosividad volcánica igual a 2 (Tabla 3).

ACTIVIDAD ERUPTIVA DE 1969

La erupción registrada en 1969 se inició el 16 de mayo, y se caracterizó por la emisión de cenizas grises y alta actividad fumarólica. Ocasionó la muerte de ganados por la contaminación de los pastos y las aguas de riego con cenizas emitidas por el volcán. Las características de su manifestación y los tipos de depósitos alegan que la actividad eruptiva era explosiva y con un índice de explosividad volcánica igual a 2 (Simkin y Siebert, 1994).

A continuación se muestra tres relatos de diarios y archivos registrados en la ciudad de Arequipa:

POBLACIÓN DE UBINAS ALARMADA POR HUMOS QUE ARROJA EL VOLCÁN

«Con sorpresa los vecinos de Ubinas han constatado que el volcán que da nombre a la ciudad, despide una pequeña humareda, este fenómeno que se registra desde hace muchos años ha provocado la natural preocupación del vecindario y los pobladores del valle». «Desde hace quince días, en horas de la mañana, se viene observando este hecho. En años anteriores en que se registró este fenómeno causó diversos estragos en la agricultura y ganadería local. Los humos despedidos por el volcán afectan los cultivos

especialmente de papas. También a la ganadería: vacunos y ovinos sufrieron los extraños efectos de los humos y en una rara epidemia fallecieron cientos. Después de un tiempo cesaron de improvisar los humos y el índice de producción volvió a ser normal. Ahora nuevamente los agricultores y ganaderos se encuentran temerosos porque nuevamente se produce el fenómeno» (Diario El Pueblo, Arequipa, 1 de junio de 1969).

EL VOLCÁN UBINAS SIGUE DESPIDIENDO PEQUEÑAS COLUMNAS DE HUMO DIARIAMENTE

«Los vecinos se encuentran temerosos porque hace varios años, el volcán comenzó a arrojar humo, los cuales causaron diversos estragos en la agricultura y ganadería. El agua que llevaban los ríos y acequias se volvió de color gris y despedía un profundo olor. Los animales empezaron súbitamente a mostrarse enfermos y muchos de ellos murieron además de que los cultivos en forma extraña se secaron, llegaron al extremo de que los alfalfares se tiñan de gris, por la ceniza y los animales se negaban a comerla» (Diario El Pueblo, Arequipa, 19 de junio de 1969).

DESCONOCIDO MAL ATACA AL PUEBLO DE ANASCAPA

«Una desconocida enfermedad con carácter epidémico se ha presentado en esta ciudad, causando la preocupación de toda la población. Las características de esta enfermedad son: elevado grado de fiebre, continuas hemorragias nasales y obstrucción en los oídos. Las víctimas se cuentan entre la mayoría de la población y se teme que por el momento al no poderse diagnosticar con seguridad, no se pueda combatir en forma efectiva. El pueblo atribuye tal situación a los humos que desde hace más de un mes ha venido despidiendo el volcán Ubinas, y que según ellos, produce ésta y otras enfermedades que afectan no solamente a personas sino a animales y los cultivos; como consecuencia de ello murieron cinco personas» (Diario El Pueblo, Arequipa, 4 de julio de 1969).

ALTA ACTIVIDAD FUMARÓLICA DE 1995 - 1996

La alta actividad fumarólica fue reportada en diciembre de 1995 por miembros de IRD (ex-ORSTOM) e IGP (Thouret et al., 1996; Rivera et al., 1998), dicha actividad se prolongó hasta mayo de 1996 en forma permanente y hasta mediados de 1997 en forma discontinua. La actividad fumarólica consistía en «bocanadas» de gases que se desplazaban por las mañanas y las noches por encima de la cumbre del volcán (fig. 5.1). La altura promedio que las fumarolas alcanzaron fue de 300 a 700 m y, esporádicamente, alrededor de 1 km. Las fumarolas estuvieron constituidas de vapor de agua y gases calientes que emanaban de seis ventos ubicados al fondo del cráter. En aquel entonces no se reportó emisión de cenizas.



Figura 5.1 Vista del flanco sur del volcán Ubinas en junio de 1996. Durante esa época el volcán Ubinas experimentó un incremento de la actividad fumarólica, la cual se venía prolongando desde diciembre de 1995. Las fumarolas eran grises claras y estaban constituidas de gases sulfurosos y vapor de agua. Estas fumarolas ascendían diariamente más de 500 m de altura y se prolongaban con dirección Noreste.

CAPÍTULO VI

ESCENARIOS ERUPTIVOS FUTUROS Y PELIGROS VOLCÁNICOS ASOCIADOS

Estudios efectuados sobre peligros volcánicos por diversos autores (por ej. Decker y Decker, 1989; Tilling, 1989; Hoblitt et al., 1995; Scott et al., 1997) determinaron que los peligros volcánicos generadores de amenaza y riesgo incluyen: las caídas de tefras y proyectiles balísticos, los flujos piroclásticos (coladas de escorias, flujos de bloques y cenizas e ignimbritas), oleadas piroclásticas, flujos de lodo (lahares), flujos de lava, los peligros asociados al crecimiento de domos, las emisiones de gases y las avalanchas de escombros. Estos eventos pueden ser generados por diversos tipos de erupción volcánica que corresponden a diferentes escenarios eruptivos. Desde luego, una erupción volcánica puede generar más de dos tipos de eventos descritos anteriormente.

En el presente capítulo se describen cuatro escenarios eruptivos que podría presentar el Ubinas en caso de una próxima reactivación. Estos escenarios involucran diversos tipos de peligros que se ciernen sobre los aproximadamente 5000 habitantes que viven en los siete poblados localizados en el valle de Ubinas. Para este estudio establecimos un registro estratigráfico de productos volcánicos que yacen alrededor del Ubinas, los cuales por sus características (tipo de depósito, espesor, litología, etc.) se asignaron a diversos tipos de erupciones volcánicas (vulcaniana, pliniana, etc.) o escenarios. Asimismo, se hicieron diversos estudios: mineralógicos, petrológicos y geoquímicos de los productos para inferir el comportamiento pasado de dicho volcán. Finalmente, se evaluó la morfología del volcán y de las áreas aledañas.

Los escenarios establecidos en este estudio también toman en cuenta modelos existentes sobre la dispersión de tefras (Carey y Sparks, 1986), extensión de flujos piroclásticos (Hayashi y Self, 1992), flujos de barro y avalanchas de escombros (Crandell, 1988) en caso de erupciones en volcanes andesíticos. También toman en cuenta los ejemplos de erupciones volcánicas recientes ocurridas al norte de la Zona Volcánica de los Andes Centrales: volcanes Misti (Thouret et al., 2001; Rivera, 2010), Huaynaputina (Thouret et al., 2002; de Silva et al., 2008) y Sabancaya (Guillande et al., 1992; Thouret et al., 1994; Gerbe y Thouret, 2004).

Desde luego se supone que una próxima erupción no diferirá mucho de las anteriores en sus características y que el área afectada también será similar. Todo lo expuesto a continuación, referente a los peligros del volcán Ubinas, se refleja en el mapa de peligro volcánico presentado en este estudio (referirse al Capítulo VII).

A continuación se presenta los cuatro escenarios eruptivos:

DINAMISMO EXPLOSIVO LEVE A MODERADO:

Dependiendo de la magnitud de la erupción y los tipos de productos emitidos se distinguen dos casos:

Erupciones Vulcanianas y Freáticas

Una erupción vulcaniana consiste en una serie de explosiones discretas que tienen lugar a intervalos de minutos a horas. A menudo el material expelido es juvenil, y corresponde a fragmentos despedazados de un tapón de lava solidificada en el conducto de emisión o cráter (Morrisey y Mastin, 2000). La erupción es debida a la presión generada por exsolución del magma a profundidad (Francis, 1993).

Parte de los depósitos de caída de tefras conformado por cenizas finas y bloques con fracturas radiales que afloran en la caldera del volcán Ubinas, sobre los flancos del volcán y en los sectores de Corhuayo y Sacohaya corresponden a depósitos generados por erupciones vulcanianas del Ubinas. Incluso las cenizas generadas en la actividad 2006-2009 fueron producidas por una erupción vulcaniana. El grado de recurrencia de una erupción vulcaniana es alto, al menos de dos a cuatro veces en un siglo.

Una erupción freática consiste en la emisión de vapor de agua, gases, y/o cenizas con fragmentos líticos no juveniles que pueden reflejar la intrusión de un domo (criptodomo) o lava emplazado a pocas centenas de metros de la superficie, en una zona donde exista un acuífero o reservorio de agua (Francis, 1993). En efecto, una erupción freática puede ser causada por la presión generada por la vaporización del agua subterránea. El grado de recurrencia de una erupción freática es poco frecuente una o dos veces en un siglo.

Estos tipos de erupciones presentan los siguientes peligros:

Caídas de tefras

Durante una erupción vulcaniana las tefras son eyectadas a la atmósfera en forma de una pluma que comúnmente pueden alcanzar alturas de hasta 10 km. Las tefras están conformadas de proporciones variables de fragmentos de rocas arrancados del conducto y escoria, cuyos tamaños varían desde cenizas hasta bloques y bombas (proyectiles balísticos). Estos materiales también son conocidos como depósitos de caída, que a la vez se depositan en áreas mayores de 200 km² alrededor de un volcán.



Las tefras pueden causar víctimas y daños a la propiedad por el impacto de los materiales que caen sobre estas, formando una capa encima del terreno. Cuanto mayor sea el espesor, el tamaño de los diámetros y la presencia de lluvias, más graves serán los efectos. La acumulación de las tefras puede causar que los techos de las construcciones (viviendas, colegios, centros médicos) colapsen, perturben el tránsito, afecten la agricultura y ganadería y contaminen fuentes de agua tanto para consumo humano, como para la ganadería. La capacidad destructiva de la caída de piroclastos dependerá de su volumen y dispersión (peso por m²) así como de la toxicidad de los gases asociados.

Figura 6.1 Columna eruptiva de cenizas y gases de aproximadamente 3 km de altura, formada después de la explosión del día 20 de abril de 2006. Columna eruptiva típica de la actividad vulcaniana 2006 del volcán Ubinas.

Existe una mayor posibilidad que la próxima actividad eruptiva del Ubinas sea de tipo vulcaniana, la cual generaría caídas de cenizas; ya que este fenómeno se ha dado los últimos 500 años (Tabla 3), y durante la crisis reciente 2006-2009. Durante una erupción vulcaniana se generarán materiales de caída y desde luego viajarán en mayor proporción hacia el Este en época lluviosa (diciembre a marzo) y al NE, S y SE en época seca (abril a noviembre), influenciados por la dirección y la velocidad de los vientos que prevalecen para la zona. La distancia recorrida para las caídas de cenizas podría sobrepasar los 20 km. Las cenizas y demás productos asociados a erupciones vulcanianas pueden contaminar el

agua destinada al consumo humano y terrenos de cultivos. Asimismo, las cenizas pueden contaminar los pastos del ganado. En caso de una importante actividad las cenizas pueden afectar las Represas El Frayle y Aguada Blanca cuyas aguas abastecen a la ciudad de Arequipa.

Los datos sobre erupciones históricas muestran que las emisiones de cenizas son los productos más comunes en el volcán Ubinas; algunas veces se ha reportado transformación de caída de cenizas en flujos de lodo o barro, debido a la ocurrencia de lluvias fuertes durante un proceso eruptivo (ejemplo, 17 de Febrero de 2007).

Una erupción freática origina cenizas y bloques balísticos. La ceniza con abundante material no juvenil o arrancado del conducto puede ser emitida hasta algunos kilómetros de altura, y puede viajar a distancias mayores de 10 km. Mientras que los bloques balísticos pueden ser eyectados en áreas proximales, es decir, a algunos kilómetros del cráter. Este tipo de erupción es poco frecuente en la actividad pasada del Ubinas.

Flujos piroclásticos

Durante una erupción vulcaniana pueden ser generados flujos piroclásticos que corresponden a nubes secas y calientes compuestas de una mezcla de bloques, bombas, lapilli y cenizas dentro de una emulsión de gases calientes que las soportan. Los flujos al ser expulsados a la superficie pueden desplazarse a velocidades de 100 a 300 km/hora (Hoblitt et al., 1995). El movimiento es controlado por la fuerza gravitacional e impulsado por la energía inicial adquirida en el momento de la erupción (Francis, 1993). Tiene, por lo tanto, tendencia a desplazarse y encauzarse a lo largo de las quebradas y valles.

La temperatura máxima de los flujos piroclásticos varía en un rango de 350 a 800 °C. Los flujos piroclásticos son comunes en la mayoría de las erupciones volcánicas explosivas de moderada a alta magnitud (IEV >3). Los peligros asociados con los flujos piroclásticos debido a su alta velocidad, alta densidad y alta temperatura incluyen asfixia, entierro, incineración y daños a la propiedad.

Dependiendo del tipo y magnitud de la erupción, así como de la composición del magma esta puede ser flujo de cenizas, flujos

de escorias o flujos de bloques y cenizas. Durante un evento explosivo moderado a alto, la posibilidad de ocurrencia de flujos piroclásticos en el volcán Ubinas es de alta a moderada; la zona de mayor riesgo, que podría ser afectada por estos flujos, comprende un área aproximada de 80 km² con un radio de 6 km alrededor del cráter. Se considera dentro de esta categoría de amenaza, las quebradas Sacohaya, Volcanmayo, Chillón, Infiernillo, la cabecera del valle de Ubinas y del valle de Para.

Flujos de lodo o lahares

Un flujo de lodo o un lahar está compuesto por una mezcla de derrubios de origen volcánico con agua que fluye y se origina directa e indirectamente por la actividad eruptiva de un volcán (McPhie et al., 1993). Los lahares pueden ser producidos de diversas maneras: el elevado drenaje de agua de un depósito formado al interior del cráter o caldera producto de una erupción explosiva, la mezcla de flujos piroclásticos con el agua y el deshielo de nieve por el emplazamiento de productos calientes (lava o piroclastos). La distancia alcanzada por un lahar depende de su volumen y puede llegar a más de 100 km incorporando fuentes adicionales de agua. La forma y el gradiente del valle también afectará el alcance del lahar; un valle angosto de pendiente pronunciada permitirá que un lahar de un volumen dado avance a una mayor distancia. Los lahares, por su alta densidad y velocidad pueden destruir estructuras en su trayecto tales como puentes, enterrar poblaciones, áreas de cultivo, cerrar y desviar canales de agua produciendo inundaciones (Scott et al., 1997; Hoblitt et al., 1995).



Figura 6.2 Vista del volcán Ubinas en diciembre de 2007, fecha en el cual presentaba actividad eruptiva. Es necesario mencionar que la cumbre del Ubinas en los meses de diciembre a marzo frecuentemente está cubierta de nieve y hielo.

En el volcán Ubinas pueden generarse flujos de lodo, con o sin erupción (periodo de lluvias), ya que, durante diciembre y marzo presenta hielo y nieve en la cumbre sur (fig. 6.3). Este hielo y nieve al fundirse se convertiría en agua que fluye y se mezclaría con el material susceptible de ser incorporado en el camino del lahar. También juegan un rol importante la pendiente (45° de inclinación en la parte alta del volcán), la sinuosidad del cauce de las quebradas Volcanmayo, Sacohaya y Chillón, por donde se



desplazarían los materiales acarreados por el lahar. La presencia de depósitos de flujos de barros antiguos y recientes en los cauces de los ríos Ubinas y Para, y en las quebradas Infiernillo, Sacohaya y Chillón, indican que la posibilidad de ocurrencia de este tipo de evento ante cualquier erupción volcánica es alta.

Los lahares generados en el Ubinas pueden afectar varios tramos de la carretera Arequipa – Ubinas – Matalaque, afectar canales de agua, terrenos de cultivos, entre otros.

Figura 6.3 Flujo de lodo (lahar) en el río Ubinas, registrado en febrero de 2007. En aquel entonces el lahar arrastró bloques de roca y afectó algunas áreas de cultivo, y varios tramos de la carretera Huarina-Ubinas-Arequipa (foto tomada de Macedo y Taipe, 2010).

Erupciones Freatomagmáticas y Saint-Vincent

Una erupción freatomagmática tiene lugar cuando el magma o lava alcanzan durante su ascenso un nivel en el que existe cierta cantidad de agua provocando explosiones de vapor que fragmentan la roca y riegan los pedazos alrededor del cono volcánico. La situación es similar a la erupción «surtseyana» (en medio litoral o marino), aunque en casos extremos no haya efusión de productos magmáticos, ya que el magma puede detenerse en su ascenso y transmitir su calor a un acuífero, cuya evaporación provoca una explosión puramente freática. Durante dicha explosión arroja fragmentos del propio acuífero (Francis, 1993). El registro estratigráfico muestra que el Ubinas presentó

este tipo de evento a lo largo de su historia eruptiva, con una recurrencia de 1 a 3 eventos por siglo.

Por otro lado, una erupción de tipo Saint-Vincent produce caídas de ceniza y flujos de escorias (Hay, 1959; Bourdier et al., 1985), cuyo volumen es menor de 1 km³. La erupción puede generar una columna eruptiva que puede alcanzar entre 4 y 6 km de altura. En este contexto, las cenizas pueden viajar distancias mayores a 20 km, mientras que flujos de escorias serían canalizados en las quebradas y valles aledaños al volcán. El Ubinas en el año de 1667 AD presentó una erupción de tipo Saint-Vincent (IEV 3: Simkin y Siebert, 1994; Rivera et al., 1998; Thouret et al., 2005) cuyos depósitos son caídas de cenizas y flujos de escorias, visibles en la parte superior del cono volcánico (flancos Norte y Oeste).

Caídas de tefras

En caso de una erupción freatomagmática y Saint-Vincent del Ubinas se generarán materiales de caída y desde luego viajarán en mayor proporción hacia el E, NE y SE en época de lluvia (diciembre a marzo) y hacia el Oeste en época de lluvia (abril a noviembre), influenciados por la dirección y la velocidad de los vientos que prevalecen en la zona. La distancia recorrida para las caídas de cenizas podría sobrepasar los 40 km. Las cenizas y demás productos asociados a erupciones freatomagmática o Saint-Vincent pueden contaminar el agua destinado al consumo humano y a la agricultura de todo el valle de Ubinas.

Flujos piroclásticos

Los flujos piroclásticos son comunes en la mayoría de las erupciones volcánicas explosión de \geq moderada a alta (3 IEV). En erupciones freatomagmáticas y Saint-Vincent pueden cubrir áreas que van de 1 a 80 km². Los peligros asociados con los flujos piroclásticos debido a su alta velocidad, alta densidad y alta temperatura incluyen asfixia, entierro, incineración y daños a la propiedad.

Los flujos piroclásticos producidos por una actividad Saint-Vincent del Ubinas son poco abundantes. Solamente han sido reconocidos flujos de escorias poco voluminosos generados por una actividad similar. Este flujo de 0,8 m de espesor emplazado en el año 1667 aflora en el flanco NE, a 3 km del cráter.

Durante un evento explosivo moderado de tipo freatomagmático o Saint-Vincent la posibilidad de ocurrencia de flujos piroclásticos en el Ubinas es de alta a moderada, la zona de mayor riesgo por estos flujos comprende un área aproximada de 80 km², con un radio de 7 km alrededor del cráter. Se considera dentro esta categoría de amenaza, las quebradas Sacohaya, Volcanmayo, Chillón, Infiernillo, la cabecera del valle de Ubinas y del valle de Para.

Flujos de lodo o lahares

Como se ha manifestado anteriormente, en el volcán Ubinas pueden generarse flujos de lodo, con o sin erupción (período de lluvias). En caso de ocurrir una erupción en época de lluvia (diciembre a marzo), fecha durante el cual gran parte de la cumbre se halla cubierta de hielo y nieve. El hielo y nieve pueden fusionarse y así se convertirían en agua que fluye y se mezclaría con el material susceptible de ser incorporado en el camino del lahar. Los lahares se desplazarían por las quebradas Volcanmayo, Sacohaya y Chillón, con dirección al río Tambo. La presencia de depósitos de flujos de barro antiguos y recientes en los cauces de ríos Ubinas y Para, y en las quebradas Infiernillo, Sacuaya y Chillón, indican que la posibilidad de ocurrencia de este tipo de evento ante cualquier erupción volcánica es alta.

DINAMISMO EXPLOSIVO ALTO Y SOSTENIDO:

Erupción Pliniana

Una erupción pliniana consiste en la descarga sostenida de material volcánico inyectada en la atmósfera formando una gran columna o pluma volcánica mayor de 20 km de altura (Francis, 1993). Dicha pluma está constituida de tefras que a la vez se depositan en extensas áreas, mayores a 800 km², debido a la gran altura de la columna eruptiva que la erupción produce (Cas y Wright, 1987). Una erupción pliniana produce además, frecuentemente, flujos y oleadas piroclásticas. Los factores que controlan estas erupciones son variados e incluyen: el contenido de gas del magma, forma del conducto volcánico, radio del conducto y volumen del magma (Francis, 1993). Generalmente, involucran magmas ricos en sílice como riolitas y dacitas.

La erupción ocurrida en el volcán Huaynaputina (Moquegua) en febrero de 1600 d.C. representa un ejemplo clásico de erupción pliniana ocurrida en el sur peruano y dentro de la Zona Volcánica de los Andes Centrales en tiempos históricos. Según los estudios sobre esta erupción, el 17 de febrero de 1600 tras una intensa actividad sísmica que duró más de cuatro días sobrevino una intensa actividad explosiva que duró 16 días y que generó una columna eruptiva de pómez y cenizas de cerca de 24 km de altura. Estos productos cubrieron un área que sobrepasa los 210 000 km², afectando gran parte del Sur del Perú, Norte de Chile y Bolivia (Thouret et al., 1999; Adams et al., 2001; Thouret et al., 2002). Esta erupción causó la muerte de más de 1500 personas y sepultó más de siete poblados aledaños al volcán y a la vez causó efectos climáticos globales.

Para el volcán Ubinas, la ocurrencia de este tipo de erupción en un corto o mediano plazo (años a decenas de años) tiende a ser poco probable. Sin embargo, es necesario realizar la estimación sobre una posible erupción pliniana, toda vez que este tipo de actividad se ha manifestado en varias ocasiones en la historia eruptiva del Ubinas. La última erupción pliniana ocurrió hace 1000 años, cuyos depósitos cubrieron un área de 800 km² y cuyo eje máximo se prolongó a más de 40 km en dirección Este-Sureste, donde el espesor del depósito alcanza 25 cm. Erupciones plinianas se producen entre 1000 y 7000 años en el Ubinas.

Una erupción pliniana puede generar los siguientes tipos de peligros volcánicos:

Caídas de tefras

Una erupción pliniana producida por el volcán Ubinas generará tefras (principalmente pómez) que desde luego caerán en áreas aledañas y lejanas al volcán (>50 km). La dirección y distancia a recorrer por las caídas de pómez están en función de la dirección y velocidad de los vientos de altura (mayores de 10 km). Según

las estaciones del año, en época lluviosa (diciembre a marzo), las tefras tenderán a viajar al Oeste, mientras que durante la estación seca (abril a noviembre) tenderán a viajar hacia el Este. Esta hipótesis está basada en fenómenos similares ocurridos en el Holoceno, descritos en la estratigrafía. El último depósito de caída pliniana de hace 1000 años que aflora a más de 40 km al Sureste del volcán (zona de Torata y Pachas) fue depositada debido a la dirección del viento, que en esa época era favorable al Sureste.

Desde el punto de vista de peligros y riesgos las tefras (lapilli de pómez, bloques y cenizas) expelidas por dicha erupción pueden causar daños a la propiedad y víctimas por impacto de los materiales que caen sobre estas. La acumulación de las tefras puede causar que las construcciones (viviendas, colegios, centros médicos, etc.) colapsen, rompan las líneas de transmisión y afecten la agricultura, ganadería y fuentes de agua para consumo humano. Dependiendo de la magnitud de la erupción, las tefras depositadas formarán una capa encima del terreno, de varios centímetros a metros de espesor en áreas aledañas al volcán. La tefra suspendida en el aire puede causar serios problemas respiratorios, dañar las maquinarias, perturbar el tráfico vehicular y el transporte aéreo. La capacidad destructiva de caída de tefras a gran escala, dependerá de su volumen y dispersión (peso por m²), así como de la toxicidad de los gases asociados. Cuanto mayor sea el espesor de la caída de pómez, el tamaño y la temperatura de los materiales, más trágico serán los efectos.

En la parte inferior del mapa de peligro, presentado en este estudio, se ha definido un escenario eruptivo pliniano, que involucra exclusivamente un área que podría ser cubierta por caídas de lapilli pómez y cenizas. En él se señalan tres zonas de peligro: a) zona de alto peligro; zona en roja cercana al Ubinas; b) zona de moderado peligro, zona de color naranja comprendida entre 40 y 60 km del Ubinas; y c) zona de bajo peligro, que corresponde a la zona de color amarilla ubicada a más de 50 km del Ubinas.

Flujos piroclásticos

Una erupción pliniana frecuentemente genera flujos piroclásticos, comúnmente debido al colapso de la columna eruptiva (fig. 6.4). Estos flujos generados por una erupción pliniana son expulsados a la superficie y se mueven rápidamente a lo largo del terreno. Tienen por lo tanto tendencia a desplazarse por las depresiones topográficas, y luego son encauzados a lo largo de las quebradas y valles. Algunos flujos voluminosos logran sobrepasar barreras topográficas (cerros, lomas, etc.). Los flujos piroclásticos generados por una erupción pliniana pueden desplazarse a velocidades de 100 a 300 km/hora y cubrir áreas que van de 1 km² a más de 10000 km² (Hoblitt et al., 1995). Las amenazas y riesgos asociados con los flujos piroclásticos se deben a su alta velocidad, alta densidad y alta temperatura, que incluyen asfixia, entierro, incineración y daños a la propiedad.



Figura 6.4 Vista de la erupción pliniana del volcán Mayon (Filipinas) en setiembre de 1984, cuyo colapso de la columna generó flujos piroclásticos.

Los flujos piroclásticos voluminosos generados por erupciones plinianas del Ubinas son productos poco abundantes. Estos ocurrieron entre 240 y 14 ka (Rivera, 2010). En cuanto a la cantidad de eventos registrados en su historia eruptiva y la distribución en el área es básicamente flujos de pómez y cenizas distribuidos en la quebrada la Infiernillo y en el valle de Ubinas. En una posible ocurrencia, los cálculos efectuados sobre la distancia que irán a recorrer están basados en coeficientes de correlación H (altura) / L (distancia), propuestos por Scott (1989), Crandell (1988) y Siebert et al., (1987). En tal sentido, realizando los cálculos para el Ubinas se obtiene un $H/L=0,22$, que corresponde a una distancia mínima de 9 km, hasta donde recorrerían los flujos piroclásticos, igual como lo ocurrido anteriormente. Desde luego, en caso que el Ubinas presente una erupción pliniana, la posibilidad de ocurrencia de flujos piroclásticos es de baja a moderada. La zona de mayor peligro por flujos piroclásticos radica en un área de 180 km², con un radio de 8 km alrededor del cráter. Dentro de esta área, se consideran las quebradas Sacohaya, Volcanmayo, Chillón, Infiernillo y los ríos Ubinas y Para (Sur y SE del volcán Ubinas) por donde se canalizarían.

Oleadas piroclásticas

Una erupción pliniana, también puede generar oleadas piroclásticas. Estas están conformadas de cenizas y gases calientes, que pueden resultar ser más móviles con respecto a los flujos piroclásticos descritos anteriormente. Inicialmente emitidos se mueven a velocidades de 20 y 50 m/s. Las oleadas son flujos diluidos de baja densidad, pueden traspasar barreras topográficas y cubrir altos cerros o cumbres (Francis, 1993). Aunque son pocos los depósitos de oleadas del Ubinas, en una eventual erupción pliniana y/o freatomagmática generada por este volcán es relativamente probable que se generen oleadas piroclásticas, estas al igual que los flujos de cenizas o pómez se canalizarían por las diversas quebradas que surcan el estrato-cono.

Flujos de lodo o lahares

Durante una erupción pliniana inevitablemente se podrían generar voluminosos flujos de lodo o lahares que descenderían por las diversas quebradas que drenan del volcán Ubinas. Los flujos de lodo que desciendan por los flancos Oeste, Suroeste y Sur convergerían en las quebradas Sacohaya, Volcanmayo y Ubinas; y luego continuarían con dirección al río Tambo. Por otro lado, los flujos de lodo que desciendan de los flancos Norte y Oeste convergerían en el río Para y luego continuarían con dirección al río Tambo. Estos flujos serían tan voluminosos y móviles que podrían viajar hasta el Océano Pacífico. Esta hipótesis está basada en la presencia de depósitos de flujos de lodo antiguos y recientes en los cauces de ríos Ubinas y Para, y en las quebradas

Infiernillo, Sacohaya y Chillón. Así como, en los flujos de lodo generados por la erupción pliniana del año de 1600 d.C. del volcán Huaynaputina (Thouret et al., 1999).

COLAPSO O DERRUMBE DE FLANCO SUR: AVALANCHAS DE ESCOMBROS

Desde la erupción de 1980 del Mount St. Helen en los Estados Unidos (Siebert, 1984; Siebert et al., 1987), se sabe que los volcanes con conos muy elevados y con pendientes muy empinadas están propensos a movimientos en masa, debido al fracturamiento, grado de alteración en que se encuentran las rocas e influenciado por sismos fuertes, erupciones y/o crecimientos de domos, que desencadenan el colapso de una parte del flanco y/o de toda la cumbre del volcán. Estos movimientos en masa se encuentran en numerosos volcanes del sur del Perú como el Misti, Ubinas, Tutupaca, Ticsani y el Pichu-Pichu. Constituyen una de los principales peligros volcánicos, puesto que estas avalanchas de escombros pueden involucrar más de 1 km³ de material suelto, y se desplazan a más de 100 km/hora y más de 40 km de su fuente (Hoblitt et al., 1995; Scott et al., 1997).

El estrato-cono del Ubinas presenta una morfología característica de colapsos (caldera de avalancha en forma de herradura) en el flanco Sureste, debido a que este flanco ha colapsado al menos dos veces durante la historia del Ubinas. En la actualidad, este flanco es inestable por tres razones: (1) presenta fuertes pendientes ($>70^\circ$) y mide entre 1,2 a 1,4 km de altura, (2) se encuentra alterado e hidrotermalizado y (3) muestra una red de fracturas verticales y dos fallas de rumbos 30° y 35° NO.

En caso de la ocurrencia de un sismo de magnitud mayor de 5, de una erupción violenta (pliniana, subpliniana o freatomagmática) o del crecimiento de un domo de lava dentro del cráter, puede provocar el colapso o derrumbe de la pared sur, generando avalanchas de escombros. Estas avalanchas se canalizarían por las quebradas Sacohaya, Volcanmayo, Chillón, prolongándose hasta la parte baja del valle de Ubinas, hasta una distancia mayor a 8 km del volcán, para convertirse luego en lahares y canalizarse en el río Tambo. La hipótesis sobre la generación de avalanchas de escombros está basada en la existencia de:

- a) Avalanchas de escombros del Pleistoceno superior (>340 ka) que actualmente ocupan todo el valle del río Ubinas y parte baja del valle de Para hasta la confluencia del río Tambo (10 km al SE del cráter). Estas avalanchas poseen un volumen aproximado de 2,6 km³.
- b) Avalanchas de escombros recientes de hace 3670 ± 60 años A.P. (Thouret et al., 2005), depositadas al pie de la pared sur del edificio volcánico, a 4.5 km al Sureste del cráter, sobre el cual se asientan poblados como Querapi y Sacohaya. Estas avalanchas poseen un volumen aproximado de 0,8 km³.

Efectuando cálculos de la relación H/L propuestos por Scott, (1989), Crandell, (1988) y Siebert et al., (1987) al igual que para flujos piroclásticos, se puede estimar la distancia que pueden recorrer futuras avalanchas de escombros en caso del derrumbe del flanco sur del Ubinas. En efecto, tomando los valores de coeficientes de relación entre ALTURA O DESNIVEL (H) del edificio volcánico y la DISTANCIA (L) recorrida por los depósitos de avalanchas preexistentes que fue hasta 6 km del volcán, los resultados muestran que la distancia mínima a recorrer sería de 3 km y la distancia máxima sería de 11 km.

Por otra parte, cálculos efectuados por Hayashi y Self (1992) en 40 avalanchas producidas en estrato-volcanes calco-alcalinos calculó para $H/L = 0,22$. Empleando este coeficiente para el Ubinas se tiene una distancia $L = 5,45$ km. Esta es la distancia promedio (en dirección Sureste) hasta donde recorrerían las avalanchas de escombros. Entonces, es necesario prever una zona alta localizada a más de 6 km al sur del cráter a donde se pueda evacuar a la población en caso de erupciones o sismos muy fuertes. Esta zona podría estar en la parte alta de los poblados de Sacohaya o Anascapa.

ERUPCIÓN EFUSIVA: FLUJOS DE LAVA Y DOMOS

Una erupción efusiva consiste en la emisión pasiva de flujos y coladas de lava. En nuestro medio las lavas son principalmente de composición andesítica, cuyas velocidades de efusión no superan los metros cúbicos por segundo, y los flujos raramente se prolongan más de 8 km de la fuente (Francis, 1993).

Aunque el volcán Ubinas ha emitido gran cantidad de flujos de lava durante su historia eruptiva hasta hace aproximadamente 20 ka A.P. (Rivera, 2010), es poco probable que ocurra tal evento en una próxima actividad. Esto se sustenta en los diversos depósitos de caída y flujos piroclásticos recientes encontrados sobre los afloramientos lávicos que alegan que la actividad durante el Holoceno y la época histórica fue de tipo explosiva, así como en la semejanza volcanológica con muchos volcanes de la Zona Volcánica de los Andes Centrales (volcanes Tutupaca, Yucamane, Huaynaputina, Misti, Ticsani), cuyos dinamisismos tienden a ser más explosivos.

Actualmente, si se produciría una erupción efusiva o extrusiva, las lavas serían similares a las emplazadas en épocas anteriores de composición andesítica y/o dacítica. Estas lavas tendrían que rellenar la caldera para poder desplazarse por los flancos. Para que ocurra este proceso, las lavas deberían sobrepasar un volumen mayor a 1 km^3 y desde luego no recorrerían mucha distancia a partir del cráter (menos de 6 km), pudiéndose predecir su curso. Además, es necesario mencionar que el emplazamiento de lavas dentro del cráter y la caldera del Ubinas pueden propiciar

el colapso del flanco sur del volcán, el cual es débil y poco resistente al embalse de la lava. Si las lavas logran rebalsar la caldera, estas tenderán a recorrer por las quebradas de los flancos Norte, NO y NE. Los flujos de lava causarían graves daños por incendio, impacto e incineración, y consecuentemente enterrarían todo lo que encuentren a su paso. El área amenazada por este fenómeno se estima que no sobrepasa los 20 km^2 . En cualquier caso, los flujos de lava rara vez amenazarían la vida de los pobladores ya que les daría tiempo para evacuar la zona.

Asociado a cualquier erupción efusiva puede presentarse el descongelamiento de la nieve que se encuentra eventualmente entre los meses de diciembre a marzo en la cumbre del volcán, y en consecuencia puede dar lugar a la formación de flujos de lodo. Estos flujos, al recorrer a las partes bajas serían más peligrosos que las lavas.

Por otro lado, es más probable la formación de un domo de lava que la emisión de flujos de lava. El domo se forma cuando la lava por extrusión de una chimenea es demasiado viscosa para fluir más de unas decenas o cientos de metros (Francis, 1993). Durante el crecimiento, los extremos vienen a ser inestables y pueden dar lugar a la formación de flujos piroclásticos, que pueden ser originados por el crecimiento y subsecuente colapso del domo.

El escenario que describe una futura erupción generada por el colapso de un domo de lava y la subsecuente formación de flujos piroclásticos en el volcán Ubinas está basado en los depósitos de flujos de bloques y cenizas (nubes ardientes) que se encuentran distribuidos en la parte baja del valle de Ubinas (Sector de Corohuayo, localidad de Tonohaya, la quebrada Infiernillo y margen derecha del río Para). Estos depósitos pueden compararse con los depósitos recientes producidos por colapsos de domos de los volcanes Unzen y Redoubt, ocurridos en el Japón en mayo de 1991 y en Alaska en enero de 1990, respectivamente (Brantley y Scott., 1993) fig. 6.5. Ambos volcanes extrujeron domos que colapsaron y produjeron flujos piroclásticos (fig. 7.5) acompañados por oleadas de cenizas en la parte superior, lateral y en frente de dichos flujos.

La mayor amenaza asociada a domos de lava radica en generar una **explosión lateral dirigida** («blast»). Estos son fenómenos complejos que comparten características de flujos piroclásticos y oleadas. Estos pueden afectar amplios sectores de un volcán de hasta 180 grados alrededor del cráter y alcanzar distancias de decenas de kilómetros. Un ejemplo ocurrió en 1980 en el Mont St. Helens (Decker y Decker, 1989), donde un cuerpo magmático estuvo en crecimiento dentro del volcán, por un período de 52 días. El crecimiento de dicho cuerpo provocó el «hinchamiento del volcán». Un sismo subsecuente generó una avalancha de escombros, producto de la despresurización del cuerpo

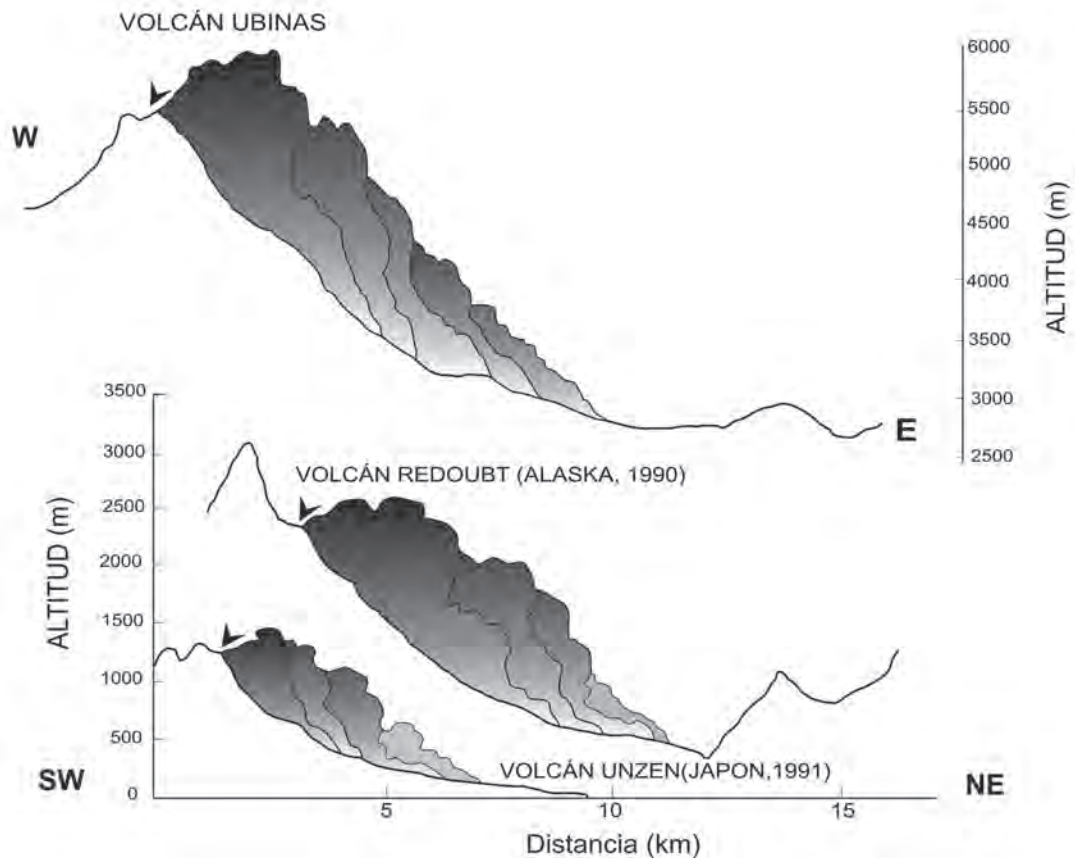


Figura 6.5 Perfiles topográficos y distancias recorridas por los flujos piroclásticos. La flecha señala los domos en cada perfil. Los gráficos para los volcanes Redoubt y Unzen corresponden a observaciones recientes (Brantley y Scott, 1993); el gráfico del volcán Ubinas está inferido en base a depósitos del Holoceno y Pleistoceno. Los espesores promedio y la distancia recorrida por los flujos piroclásticos y oleadas de cenizas acompañantes debido al colapso de domo pueden preverse por la línea guía gruesa, la cual sirve para estimar el rango de distancias de futuros eventos irán a recorrer.

magmático, produciéndose una explosión lateral dirigida. Los depósitos de avalancha y los flujos piroclásticos generados por dicha explosión viajaron alrededor de 28 km del cráter. Desde aquel entonces se sabe que las grandes explosiones dirigidas resultan de la despresurización repentina del sistema magmático y/o hidrotermal dentro del volcán por el deslizamiento de una parte del flanco.

Aunque en la historia eruptiva del volcán Ubinas no se ha registrado tal evento, en un futuro puede producirse. Se generaría por el colapso del flanco Sureste y por la intrusión de un domo por ejemplo, ya que dicho flanco se encuentra alterado hidrotermalizado y, a la vez, debilitado por fenómenos de colapso. Los flujos piroclásticos recorrerían por los flancos Este y SE, cubriendo las lomas y laderas localizadas al pie del Ubinas, para luego canalizarse por los cauces de los ríos

y quebradas del valle de Ubinas y Para, hasta una distancia mayor de 6 km del volcán.

OTROS PELIGROS ASOCIADOS

- La mayoría de volcanes calco-alcalinos situados dentro del «Círculo de Fuego del Pacífico» emiten gases volcánicos constituidos de vapor de agua, dióxido de carbono y compuestos sulfurosos. En menor cantidad, monóxido de carbono, cloro, flúor, boro, compuestos de amonio y otros (Hoblitt et al., 1995). En cualquier tipo de erupción el volcán Ubinas podría emitir gases similares, representando un peligro para los ojos y el sistema respiratorio de personas y animales. La acumulación de gases nocivos como SO_2 y CO en las depresiones topográficas de los flancos Este y SE provocarían la muerte casi instantánea de personas y animales que habitan en las partes bajas de dichos flancos

por asfixia e intoxicación. Además, los gases contaminarían las fuentes naturales y artificiales de agua, con grave riesgo para la salud humana, agricultura y ganadería.

- b) Lluvias ácidas, producidas por disolución de volátiles presentes en los gases magmáticos podrían afectar

las construcciones y estructuras metálicas produciendo corrosión. Las zonas afectadas podrían estar localizadas a más de 8 km del volcán, pero los efectos principales se presentarían en zonas aledañas (caso de los poblados ubicados dentro del valle de Ubinas).

CAPÍTULO VII

MAPA DE PELIGROS DEL VOLCÁN UBINAS

INTRODUCCIÓN

Un mapa de peligro volcánico corresponde a un medio de comunicación sobre el grado de peligro a la que están sujetas o expuestas las áreas adyacentes a un volcán activo. En muchos países, los mapas de peligros forman una parte fundamental de los planes de emergencia y respuesta, y son considerados vitales para la coordinación de prevención, protección y evacuación (Dymon y Winter 1993; Nourbakhsh et al., 2006).

Anterior a la crisis del año 2006-2009 no se disponía de un mapa de peligro volcánico oficial del volcán Ubinas, que permitiera efectuar un adecuado manejo de crisis por parte de las autoridades. Con la reactivación del volcán Ubinas manifestada en marzo del 2006, el grupo de volcanología del INGEMMET inició la ejecución de trabajos de geología del volcán con el objeto de determinar los tipos de estructuras y depósitos volcánicos asociados a la actividad de dicho volcán, para luego evaluar los peligros y enunciarlos mediante un mapa de peligro. También, en aquel entonces, se procedió a recopilar toda la información geológica disponible y evaluar los tipos de peligros volcánicos inicialmente descritos en los trabajos de Rivera et al., (1998) y Thouret et al., (2005). Dicho mapa de peligros fue presentado en el mes de abril de 2006.

El mapa elaborado al inicio de la crisis 2006-2009 (Rivera et al., 2010) presenta los peligros para un escenario específico: erupción vulcaniana y/o Saint-Vincent, es decir, erupciones de baja a moderada magnitud (IEV 1 - 3) y fue elaborado para ser entregado a las autoridades del Gobierno Regional de Moquegua, Municipalidades Provinciales y Distritales, Defensa Civil e instituciones públicas y privadas para el manejo de esta crisis. Se optó por este tipo de mapa, debido a que la actividad mostrada por el volcán Ubinas en los últimos 500 años fue baja a moderada (IEV 1 - 3). También, debido a la composición química del magma que emitió desde el inicio de la actividad de 2006 (55 a 56 wt% SiO₂), el cual fue casi similar a los productos de la erupción explosiva moderada de 1667 (magma con 56 a 57 wt% SiO₂; Rivera et al., 2007). Este mapa antes de su publicación fue previamente revisado por algunos expertos vulcanólogos y técnicos del Comité Regional de Defensa Civil de Moquegua (CRDCM). Como suele suceder, en épocas de

crisis volcánicas, el mapa fue elaborado en corto tiempo, por lo que no se pudo recibir demasiadas sugerencias por parte de las autoridades locales y la población afectada en su diseño, ya que estos últimos son los usuarios y requieren de un entrenamiento previo para su utilización.

El mapa que se presenta en este estudio, es un mapa actualizado que toma en cuenta diversos escenarios eruptivos descritos anteriormente (ver Capítulo VI). Este mapa muestra diversas áreas que incluyen poblados, terrenos agrícolas y carreteras que podrían ser afectados por una erupción del volcán Ubinas que tenga como foco de emisión el cráter actual, suponiendo que el comportamiento eruptivo sea similar al que ha presentado el Ubinas a lo largo de su historia eruptiva, principalmente, durante los últimos 1000 años, durante el cual presentó erupciones vulcanianas, freatomagmáticas, freáticas y una erupción pliniana (erupciones explosivas moderadas a fuertes). Este mapa podrá ser utilizado para las futuras gestiones de crisis del Ubinas.

METODOLOGÍA DE ELABORACIÓN

La zonificación de peligros en el mapa está basada en las áreas afectadas en erupciones pasadas, en las características morfológicas del área circundante al volcán y en la actividad eruptiva pasada ocurrida hace menos de 1000 años, la cual fue de tipo explosiva alta a moderada. En ese sentido, se diferenciaron tres zonas de peligro en función de su grado de peligrosidad: alto, moderado y bajo peligro, cuyos límites fueron trazados considerando el alcance máximo de los productos emitidos en erupciones pasadas y en base a la aplicación del concepto de cono de energía (Malin y Sheridan, 1983), el cual relaciona el alcance horizontal alcanzado por un flujo (L) con la diferencia de alturas (H) entre el punto de generación de flujo y el punto de depositación. Este método es ampliamente utilizado en la elaboración de mapas de peligros alrededor del mundo.

Según el grado de frecuencia del tipo de erupciones, desde los más frecuentes a los menos frecuentes, las erupciones leves a moderadas (IEV 1-3) son las más frecuentes y probables de ocurrir en un futuro cercano. Mientras que las erupciones explosivas moderadas a altas (IEV ≥ 4) son las menos

frecuentes, y poco probables de ocurrir en un futuro cercano. En cualquier tipo de erupción los principales peligros volcánicos corresponden a caídas de cenizas, flujos de lodo (lahares) y flujos piroclásticos. Desde luego, si estos fuesen generados por erupciones muy explosivas tendrían mayor volumen y dispersión, y causarían efectos más graves.

En la elaboración del mapa también se tomaron en cuenta los datos de altura y direcciones de vientos predominantes en áreas aledañas al volcán Ubinas proporcionados por SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología), que al inicio de la crisis volcánica (abril y mayo 2006) lanzó globos aerostáticos al espacio, desde una zona ubicada al Oeste del volcán Ubinas, con el fin de determinar la dirección y velocidad de los vientos que influirían en la dirección y dispersión de las cenizas emitidas por el Ubinas. Asimismo, se tomaron datos del Instituto Geofísico del Perú sobre direcciones y velocidades de vientos regionales prevalecientes en la zona.

En el mapa existen líneas que limitan las zonas sujetas a un grado de peligro. Esto no implica, por la naturaleza del mapa, que inmediatamente fuera de estas zonas se esté absolutamente exento del peligro y riesgo o que al interior de ellas, necesariamente, se tenga que ser afectado.

DESCRIPCIÓN DEL MAPA

El mapa de peligros está constituido de un mapa principal a escala 1:50 000, en el cual se diferencian tres zonas pintadas de diferentes colores:

La zona de *alto peligro* (rojo) comprende un área semi-circular alrededor del cráter que involucra diversas quebradas y valles que drenan del Ubinas, las cuales pueden ser severamente afectadas por la ocurrencia de flujos de lodo (lahares), flujos piroclásticos, proyectiles balísticos, colapso del flanco sur y/o flujos de lava. Cualquier tipo de erupción puede afectar dicha área, inclusive las de baja magnitud, como las ocurridas desde el año de 1550 hasta 1969 (IEV 1-3). La probabilidad de ocurrencia de erupciones de magnitud baja (IEV 1-3) es alta, aproximadamente, uno a cinco eventos cada 100 años.

La zona de *moderado peligro* (anaranjado) se extiende desde ~5,0 km hasta una distancia máxima de ~12 km del cráter, la cual corresponde inmediatamente a la zona colindante con la zona de alto peligro. Esta zona involucra cauces de quebradas y valles localizados al pie del volcán. Asimismo, comprende la parte de la altiplanicie volcánica (sectores Oeste, Norte y Noreste del Ubinas). Esta zona puede ser cubierta por flujos piroclásticos, oleadas piroclásticas, lahares y/o avalanchas de escombros en caso que la erupción sea de moderada a alta magnitud (IEV 3-5).

La zona de *bajo peligro* (amarillo) se proyecta a más de 10 km alrededor del cráter. Esta zona puede ser afectada por flujos piroclásticos incandescentes, oleadas piroclásticas, y/o flujos de barro, en caso que la erupción sea de alta a muy alta magnitud (IEV >4).

Además, el mapa de peligros presenta dos mapas adicionales, a escala regional donde se muestran áreas de peligros que serían afectadas por caída de tefras (pómez, cenizas, escorias) del Ubinas. Estos mapas corresponden a dos escenarios: para erupciones leves a moderadas (vulcaniana, Saint-Vincent, freatomagmática) y erupciones importantes (subplinianas, plinianas).

En el caso de una erupción moderada (vulcaniana, Saint-Vincent, freatomagmática) se generarían principalmente cenizas (ver Capítulo VI), que pueden viajar hacia el Oeste en época lluviosa (diciembre a marzo), y hacia el NE, E y/o SE en la época seca (abril a noviembre). Existe una zona de mayor peligro (zona roja), próxima al cráter la cual sería la más afectada, e inmediatamente una zona naranja y otra amarilla que serían afectadas en caso de una mayor actividad. El área afectada está basada en la ocurrencia de erupciones de magnitud moderada (IEV 1 - 3) presentada por el Ubinas los últimos 500 años.

En caso de una erupción altamente explosiva (subpliniana, pliniana) se generarían caída de pómez de más de 1 m de espesor en un radio de ~15 km alrededor del Ubinas. Esta hipótesis está basada en el área cubierta durante las erupciones plinianas ocurridas hace 7000 y 1000 años A.P. del volcán Ubinas (Thouret et al., 2005; Rivera, 2010). Los vientos también pueden influenciar en la distribución de la caída de pómez, pudiendo estas alcanzar distancias de más de 40 km del volcán. En efecto, en caso de la ocurrencia de una erupción pliniana las tefras tenderían a viajar hacia el Oeste en época lluviosa (diciembre a marzo), y hacia el Este en la época seca (abril a noviembre). Existe una zona de mayor peligro (zona roja), próxima al cráter la cual sería la más afectada, e inmediatamente una zona naranja y otra amarilla que serían afectadas en caso de una mayor actividad.

APLICACIÓN DEL MAPA

El mapa de peligro elaborado en este estudio debe ser utilizado como una herramienta de gestión ante una eventual reactivación del volcán por las autoridades de Comité Regional de Defensa Civil de Moquegua, Gobiernos Regionales de Arequipa y Moquegua, Municipalidades Provinciales, Distritales, instituciones educativas, instituciones de salud, etc., y población en general que viven en las inmediaciones del volcán Ubinas.



Figura 7.1 El mapa de peligros del volcán Ubinas empleado por el Sr. Américo Quispitupac, Alcalde de Ubinas (periodo 2008 a 2010) y la población para la gestión de crisis volcánica 2006-2009.

Este mapa tiene dos propósitos primarios: (1) mostrar las áreas de peligros ante una inminente erupción, y (2) mostrar qué áreas están fuera de peligro que pueden servir como refugios inmediatos en caso de una inminente erupción.

Consideramos que este mapa, al igual que el mapa de peligro preparado para la crisis de 2006-2009, debe ser de fácil acceso

a las municipalidades distritales, locales comunales, centros educativos, centros de salud de las áreas próximas al Ubinas, etc.

La difusión del mapa es muy importante toda vez que permitirá a los pobladores acceder con facilidad a la información técnico-científica, conocer mejor su entorno y qué hacer en caso de una reactivación del volcán Ubinas.

CONCLUSIONES

- 1) El volcán Ubinas ubicado en la provincia de Sánchez Cerro (departamento de Moquegua) a ~70 km al Este de la ciudad de Arequipa, es el volcán más activo del Sur de Perú con aproximadamente 24 eventos volcánicos (importantes emisiones de gases, y erupciones leves a moderadas) registrados los últimos 500 años. Actualmente, presenta una leve y esporádica actividad fumarólica.
- 2) La estratigrafía, el modo de disposición y distribución de los depósitos asociados al volcán Ubinas señalan que se construyó en dos grandes periodos evolutivos: (I) «Ubinas I» (>370 000 años), caracterizado por presentar una actividad principalmente efusiva que emplazó flujos de lava andesíticos y dacíticos que yacen en la base del volcán. Posteriormente, se destruyó el flanco sur del volcán generando depósitos de avalanchas de escombros, distribuidos en la parte baja del flanco sur. (II) «Ubinas II» (370 000 años hasta el presente), inicialmente entre ~370 y 270 ka estuvo caracterizado por el crecimiento y destrucción de domos, seguido o asociado al emplazamiento de flujos de lavas que forman parte del cono superior del volcán. Posteriormente, se produjo el emplazamiento de una secuencia de flujos de pómez y cenizas cohesivos de 1,8 km³, que aflora entre 7 y 8 km al SE del cráter, ligado a un probable colapso de caldera, ocurrido hace 269±14 ka A.P. Posteriormente, entre ~250 y 170 ka A.P. se produjo el crecimiento y destrucción de domos, asociado a una actividad efusiva que emplazó flujos de lava. Entre 170 y 20 ka predomina una importante actividad efusiva que terminó por formar el cono superior del volcán.

En una última etapa, entre 20 y 14 ka se produjeron erupciones explosivas plinianas que formaron la caldera de la cumbre. Una de las erupciones plinianas más antiguas, ocurridas hace 14 000 años, ha depositado una capa de pómez riolíticos rico en líticos de 4,5 m de espesor, a 9 km al sur del cráter, sobre el cual existe otro depósito de caída pliniana de 1,2 m de espesor, constituido de lapilli pómez datado en 7480 años. Hace ca. 3670 años ocurrió un segundo colapso del flanco sur del volcán que depositó una avalancha de escombros de ~1,2 km³ al pie del volcán. Hace ca. 980±60 años A.P. ocurrió la última erupción pliniana del Ubinas que depositó una capa caída de lapilli pómez andesíticos de 4,5 m de espesor a 6 km al SE del volcán. Desde el año de 1550 d.C. hasta la actualidad, la actividad ha sido caracterizada por erupciones explosivas de magnitud baja a moderada (IEV 1-3) como la actividad eruptiva reciente 2006-2009.
- 3) Los análisis petrográficos y geoquímicos muestran que las lavas y los depósitos piroclásticos del Ubinas pertenecen a la serie calco-alcalina altamente potásica. Según las características geoquímicas de rocas del Ubinas y el contexto geodinámico ligado a la subducción, los magmas resultarían esencialmente de la fusión parcial de la cuña del manto metasomatizado por fluidos provenientes de la deshidratación de la corteza oceánica subducida. De otra parte, las características isotópicas de las rocas del volcán Ubinas (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr <0,7070 y ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd <0,512322) son comunes a los magmas de la ZVC (Zona Volcánica Central de los Andes). De otro lado, las rocas del volcán Ubinas poseen tenores en Y y HREE un poco más bajos que los magmas calco-alcalinos «clásicos» de arco. Esas características pueden reflejar la asimilación o mezcla de magmas basálticos «padres» provenientes del manto con magmas generados en la base de la corteza (magmas generados a alta presión), conteniendo granate (± anfíbol) en el residuo de fusión, y en el contexto de una corteza continental engrosada.

Sobre la base de datos mineralógicos, geoquímicos e isotópicos de las lavas del Ubinas, efectuados por Rivera (2010), un modelo petrogenético ha sido propuesto: la serie magmática del Ubinas evoluciona por un proceso de AFC (asimilación-cristalización fraccionada) en la corteza continental superficial cuyo contaminante principal es el «gneis de Charcani» (macizo de Arequipa, de edad Proterozoica).
- 4) El comportamiento eruptivo reciente (hace menos de 500 años) y la actividad registrada entre 2006 a 2009 consistieron en erupciones leves a moderadas, como ha sido visualizado en la estratigrafía del Ubinas y según los archivos históricos. Esto sugiere que en una próxima erupción de este volcán, la actividad tenderá a ser de tipo moderada a leve (erupción freática, freatomagmática o vulcaniana?), que podría afectar el valle de Ubinas, a sus pobladores y su economía.

- 5) En el mapa de peligro del volcán Ubinas a escala 1:50 000, elaborado en este estudio, se distinguen tres zonas de peligros: alto (rojo), moderado (anaranjado) y bajo (amarillo). Asimismo, en la parte inferior, se presentan dos mapas de peligros por caída de pómez y cenizas, a escala regional, para dos escenarios: erupciones leves a moderadas y erupciones importantes. Estos mapas consideran también tres áreas de peligro: alto (rojo), moderado (anaranjado) y bajo (amarillo) y fueron elaborados teniendo en cuenta el principio básico de que los volcanes tendrán un patrón de comportamiento similar al que han mostrado en el registro geológico reciente y en épocas históricas. Por tal razón, para la elaboración del mapa de peligros se tuvo en cuenta los relatos sobre erupciones históricas y los estudios geológicos de campo que incluyen la identificación de productos asociados a la historia eruptiva pasada del Ubinas.
- 6) Los datos históricos, aunque limitados en el tiempo, muestran que el volcán Ubinas tuvo 24 erupciones desde el año de 1550 hasta 2009, entre las que se destacan eventos caracterizados por alta actividad fumarólica y emisiones de cenizas. Estas últimas ligadas a eventos freatomagmáticos, vulcanianos y freáticos. En consecuencia, el Ubinas posee un período de recurrencia de 2 a 6 erupciones por siglo, razón por la cual es conveniente tener preparados planes inmediatos de prevención, en caso de que ocurra una crisis volcánica como la ocurrida recientemente (2006 al 2009).
- 7) El área más afectada en caso de una futura erupción volcánica y/o un evento asociado a él sería la parte Sur, Sureste y Este del volcán donde se localizan los valles de los ríos Ubinas y Para que albergan siete poblados.
- 8) Un peligro mayor que se debe tener muy en cuenta es el colapso o derrumbe del flanco sur del Ubinas, el cual dependiendo de su magnitud puede generar severos daños en los valles del río Ubinas y Tambo. Tales avalanchas podrían transformarse en lahares y viajar por el río Tambo hasta el Océano Pacífico.

RECOMENDACIONES

Dada la última crisis presentada entre los años 2006-2009 y en años anteriores (por ejemplo desde 1550 hasta 1996) es necesario tomar en consideración los peligros que presenta el volcán Ubinas ya que estos se pueden dar en cualquier momento e incluso aumentar. Varios factores hacen probable una erupción futura, por lo menos con una magnitud semejante a las erupciones de los últimos cuatro siglos (caída de cenizas y lapilli pómez con un radio de alcance de 5 a más de 20 km, alrededor del volcán). Para ello se recomienda:

- 1) A las autoridades del Gobierno Regional de Moquegua, autoridades municipales y distritales, autoridades de Defensa Civil, instituciones educativas e instituciones científicas y técnicas, coordinar e implementar planes de emergencia local tendientes a mitigar los efectos de una erupción volcánica. Estos planes comprenderían campañas educativas a la población que den a conocer diferentes aspectos del volcán y las medidas a seguir en caso de una eventual erupción volcánica, ya que de esto depende el comportamiento y la colaboración de las comunidades. Estas medidas deberán incluir planes de evacuación.
- 2) Evitar construir viviendas cercanas al flanco Sur y Sureste, a menos de cuatro kilómetros del volcán y, sobre todo, en la zona de Querapi y en ambos márgenes del río Volcanmayo con el propósito de prevenir cualquier víctima, efecto o daño por la generación de avalanchas de escombros, flujos de lodo, caída de cenizas o emisión de proyectiles balísticos.
- 3) Continuar con la vigilancia sísmica permanente, la cual es una manera de comprobar el estado actual o evolutivo de la actividad del volcán, teniendo operativo al menos cuatro estaciones sismológicas telemetradas sobre los flancos, para obtener datos en tiempo real de la actividad diaria del volcán. Con esta vigilancia, se obtendrá información de posible ascenso de magma y se podrá predecir cualquier evento volcánico.
- 4) Se debe realizar la vigilancia periódica de la temperatura y la química de las aguas termales que brotan en los alrededores del volcán Ubinas, así como de los gases (fumarolas) que emite. Por otro lado, se debería continuar con la vigilancia visual de la actividad y las observaciones visuales del fondo del cráter.
- 5) Continuar con la vigilancia de la deformación (con distanciómetro láser, GPS y/o interferometría radar) sobre todo del flanco sur. Estas técnicas deben ser complementarias y permanentes en el tiempo, ya que ayudarán a predecir posibles eventos de mayor magnitud que permitan alertar a la población en caso de una inminente erupción o colapso del flanco sur.
- 6) Si la actividad volcánica se reiniciara en el Ubinas se recomienda a las autoridades evacuar inmediatamente a los poblados de Querapi. Si se acentuara, se recomienda evacuar a los poblados de Tonohaya, Ubinas, San Miguel, Escacha y Huatahua a diversos refugios (Anascapa, Chacchagen u otro) hasta que la crisis volcánica o erupción culmine. Todo ello con la finalidad de evitar ser afectados por la caída de cenizas y gases tóxicos que emanan constantemente del volcán, así como de prevenir eventuales efectos desastrosos ante un incremento impredecible de la actividad del Ubinas.
- 7) Es necesario que periódicamente SENAMHI u otra institución dedicada al clima, determine las direcciones de viento a diferentes alturas en inmediaciones del Ubinas, ya que los vientos influyen en la dispersión de las cenizas emitidas por los volcanes en erupción, y causan efectos dañinos en las poblaciones localizadas en áreas aledañas al volcán.
- 8) En caso de reactivación del volcán, se recomienda a la población (que permanece en áreas aledañas o alejadas al volcán) evitar contacto con las cenizas, ya que estas causan efectos graves en el sistema respiratorio y visual. Además, se recomienda proteger las fuentes de agua de consumo humano ante la ocurrencia de caída de cenizas.
- 9) Realizar el mantenimiento periódico de las rutas de evacuación y de los sitios de refugio, mientras la población del valle de Ubinas no haya sido reubicada de manera definitiva.

BIBLIOGRAFÍA

- Adams, N.K., et al. (2001) - The physical volcanology of the 1600 eruption of Huaynaputina, southern Peru. *Bulletin of Volcanology*, 62 (8): 493-518.
- Alayza, F. (1953) - Notas sobre el departamento de Moquegua. *Boletín Sociedad Geográfica de Lima*, 70(1-2): 24-56.
- Barazangi, M. & Isacks, B.L. (1979) - Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 57(3): 537-555.
- Bellon, H. & Lefèvre, C. (1976) - Données géochronométriques sur le volcanisme andin dans le sud du Pérou. Implications volcano-tectoniques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série D*, 283(1): 1-4.
- Benavides, V. (1999) - Orogenic evolution of the Peruvian Andes: the andean cycle. En: Skinner, B.J., ed. *Geology and ore deposits of the Central Andes*. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Special Publication 7, p. 61-107.
- Brantley, S.R. & Scott, W.E. (1993) - The danger of collapsing lava domes: lessons for Mount Hood, Oregon. *Earthquakes and Volcanoes*, 24 (6): 244-269.
- Boily, M.; Brooks, C.; Ludden, J.N. & James, D.E. (1989) - Chemical and isotopic evolution of the Coastal Batholith of southern Peru. *Journal of Geophysical Research*, 94(B9): 12483-12498.
- Bourdier, J.L.; Gourgaud, A. & Vincent, P.M. (1985) - Magma mixing in a main stage of formation of Montagne Pelée: the Saint Vincent-type scoria flow sequence (Martinique, F.W.I.). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(3-4): 309-332.
- Carey, S. & Sparks, R.S.J. (1986) - Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruptions columns. *Bulletin of Volcanology*, 48(2-3): 109-125.
- Cas, R.A.F. & Wright, J.V. (1995) - *Volcanic successions: modern and ancient*. London: Chapman & Hall, 528 p.
- Chávez, J. (1992) - *La erupción del volcán Misti. Pasado, presente, futuro*. Arequipa: Imp. Zenit, 158 p.
- Crandell, D.R. (1987) - Deposits of pre-1980 pyroclastic flows and lahars from Mount St. Helens volcano, Washington. *U.S. Geological Survey Professional Paper 1444*, 94 p.
- Davidson, J.P., et al. (1990) - The nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile). II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105(4): 412-432.
- Davidson, J.P.; Harmon, R.S. & Wörner, G. (1991) - The source of central Andean magmas; some considerations. En: Harmon, R.S. & Rapela, C.W., eds. *Andean magmatism and its tectonic setting*. Boulder, CO: Geological Society of America, Special Paper 265, p. 233-243.
- De Silva, S.L., Francis, P.W. (1991) - *Volcanoes of the Central Andes*. Berlin: Springer-Verlag, 216 p.
- De Silva, S., Salas, G., Schubring, S. (2008) - Triggering explosive eruptions: The case for silicic magma recharge at Huaynaputina, southern Peru. *Geology*, 36 (5): 387-390.
- Decker, R. & Decker, B. (1989) - *Volcanoes*. 2a. ed. New York: W.H. Freeman and Company, 285 p.
- Delacour, A.; Gerbe, M.-C.; Thouret, J.-C.; Wörner, G. & Paquereau, P. (2007) - Magma evolution of Quaternary minor volcanic centres in southern Peru, Central Andes. *Bulletin of Volcanology*, 69(6): 581-608.
- DePaolo, D.J. (1981) - Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planetary Science Letters*, 53(2): 189-202.
- Dostal, J.; Dupuy, C. & Lefevre, C. (1977) - Rare earth element distribution in Plio-Quaternary volcanic rocks from southern Peru. *Lithos*, 10(3): 173-183.

- Dymon, U.J. & Winter, N.L. (1993) - Evacuation mapping: the utility of guidelines. *Disasters*, 17(1): 12-24.
- Feeley, T.C. & Hacker, M.D. (1995) - Intracrustal derivation of Na-rich andesitic and dacitic magmas: an example from volcan Ollague, Andean central volcanic zone. *Journal of Geology*, 103(2): 213-225.
- Francis, P.W. (1993) - *Volcanoes. a planetary perspective*. New York: Oxford University Press, 443 p.
- García, W. (1978) - Geología de los cuadrángulos de Puquina, Omate, Huaitiri, Mazo Cruz y Pizacoma. *Instituto de Geología y Minería, Boletín*, 29, 64 p.
- Gerbe, M.-C. & Thouret, J.-C. (2004) - Role of magma mixing in the petrogenesis of lavas erupted during the 1990-98 explosive activity of Nevado Sabancaya, southern Peru. *Bulletin of Volcanology*, 66(6): 541-561.
- Guevara, C. (1969) - Geología del cuadrángulo de Characato (hoja 33t). *Servicio de Geología y Minería, Boletín* 23, 53 p.
- Guillande, R.; Thouret, J.-C.; Huaman, D. & Le Guern, F. (1992) - *L'activité éruptive actuelle du volcan Nevado Sabancaya (Sud du Pérou) et l'évaluation des menaces et des risques: géologie, cartographie et imagerie satellitaire*, informe inédito. Paris: Ministère de L'Environnement et Centre National d'Etudes Spatiales, 120 p.
- Hantke, G. & Parodi, A. (1966) - Catalogue of the active volcanoes of the world, part. XIX: Colombia, Ecuador and Peru. Rome: International Association of Volcanology, 73 p.
- Harmon, R.S. & Hoefs, J. (1984) - Oxygen isotope ratios in late Cenozoic Andean volcanics. En: Harmon, R.S. & Barreiro, B.A., eds. *Andean magmatism: chemical and isotopic constraints*: Nantwich: Shiva Publishing, p. 9-20.
- Haschke, M.; Siebel, W.; Günther, A. & Scheuber, E. (2002) - Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile (21°-26° S). *Journal of Geophysical Research*, 107(B1), 18 p.
- Hay, R.L. (1959) - Formation of the crystal-rich glowing avalanche deposits of Saint-Vincent, B.W.I. *Journal of Geology*, 67(5): 540-562.
- Hayashi, J.N. & Self, S. (1992) - A comparison of pyroclastic flow and debris avalanche mobility. *Journal of Geophysical Research*, 97(B6): 9063-9071.
- Hildreth, W. & Moorbath, S. (1988) - Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(4): 455-489.
- Hoblitt, R., et al. (1995) - Volcano hazards from Mount Rainier. *U.S. Geological Survey Open File Report* 95-273, 10 p.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. (1971) - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523-548.
- James, D.E. (1971) - Plate tectonic model for the evolution of the central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 82(12): 3325-3346.
- James, D.E. (1984) - Qualitative models for crustal contamination in the central and northern Andes. En: Harmon, R.S. & Barreiro, B.A., eds. *Andean magmatism: chemical and isotopic constraints*: Nantwich: Shiva Publishing, p. 124-138.
- Juvigné, E., et al. (1997) - Étude téphrostratigraphique et bio-climatique du Tardiglaciaire et de l'Holocène de la Laguna Salinas, Pérou méridional. *Géographie physique et Quaternaire*, 51(2): 221-233.
- Kay, S.M.; Mpodosiz, C. & Coira, B. (1999) - Neogene magmatism, tectonics, and mineral deposits of the Central Andes (22 to 33° S). En: Skinner, B.J., ed. *Geology and ore deposits of the Central Andes*. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Special Publication 7, p. 27-59.
- Kono, M.; Fukao, Y. & Yamamoto, A. (1989) - Mountain building in the Central Andes. *Journal of Geophysical Research*, 94(B4): 3891-3905.
- Kuno, H. (1968) - Differentiation of basalt magmas. En: Hess, H.H. & Poldervaart, A., eds. *Basalts: the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*. New York: Interscience Publishers, vol. 2, p. 623-688.
- Lavallée, Y.; De Silva, S., Salas, G., Byrnes, J.M. (2009) - Structural control on volcanism at the Ubinas, Huaynaputina, and Ticsani Volcanic Group (UHTVG), southern Peru. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 186(3-4): 253-264.
- Le Bas, M.J.; Le Maitre, R.W.; Streckeisen, A. & Zanettin, B.A. (1986) - Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745-750.

- Leake, B.E., et al. (1997) - Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, 61(2): 295-321.
- Lefèvre, Ch. (1979) - *Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (Sud) du Miocène à l'actuel (zonation et pétrogenèse des andésites et shoshonites)*. Thèse Docteur, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Académie de Montpellier, 555 p.
- Legros, F. (2001) - Tephra stratigraphy of Misti volcano, Peru. *Journal of South American Earth Science*, 14(1): 15-29.
- Lipman, P.W. (1997) - Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology*, 59(3):198-218.
- Macedo, O. & Taïpe, E. (2011) - Observaciones del lahar ocurrido el 17 enero 2007. En: Mariño, J.; Rivera, M.; Macedo, O.; Masías, P. & Antayhua, Y. Gestión de la crisis eruptiva del volcán Ubinas 2006-2008. *INGEMMET, Boletín 45, Serie C: Geodinámica e Ingeniería*.
- Malin, M.C. & Sheridan, M.F. (1982) - Computer-assisted mapping of pyroclastic surges. *Science*, 217(4560): 637-640.
- Mamani, M.; Wörner, G. & Sempere, T. (2010) - Geochemical variation in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America Bulletin*, 122(1-2): 162-182.
- Marocco, R. & Del Pino, M. (1966) - Geología del cuadrángulo de Ichuña. *Comisión Carta Geológica Nacional, Boletín 14*, 57 p.
- McCulloch, M.T., Gamble, A.J. (1991) - Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3-4): 358-374.
- McPhie, J.; Doyle, M. & Allen, R.L. (1993) - *Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Hobart: University of Tasmania Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, 198 p.
- Mendivil, S. (1966) - Remoción de tierras en el distrito de Ubinas (provincia General Sánchez Cerro, departamento de Moquegua). *Comisión Carta Geológica Nacional, Boletín 13*, p. 247-257.
- Miller, C.D. (1989) - Potential hazards from future volcanic eruptions in California. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1847, 17 p.
- Miyashiro, A. (1974) - Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274(4): 321-355
- Morrissey, M.M., Mastin, L.G. (2000) - Vulcanian eruptions. En: Sigurdsson, H.; Houghton, B.F.; McNutt, S.R.; Rymer, H. & Stix, J., eds. *Encyclopedia of volcanoes*. San Diego, CA: Academic Press, p. 463-475.
- Norabuena, E.O.; Dixon, T.H.; Stein, S. & Harrison, C.G.A. (1999) - Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific plate motions. *Geophysical Research Letters*, 26(22): 3405-3408.
- Nourbakhsh, I., et al. (2006) - Mapping disaster zones. *Nature*, 439: 787-788.
- Paquereau, P.; Thouret, J.-C.; Wörner, G. & Fornari, M. (2006) - Neogene and Quaternary ignimbrites in the area of Arequipa, southern Peru: stratigraphical and petrological correlations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154(3-4): 251-275.
- Parodi, A. (1975) - Volcanes del Perú. *Boletín Sociedad Geográfica de Lima*, 94, p. 20-23.
- Peccerillo, A. & Taylor, S.R. (1976) - Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area. Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63-81.
- Pecho, V. (1981) - Geología de los cuadrángulos de Chalhuanca, Antabamba y Santo Tomás (hojas 29-p, 29-q y 29-r). *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 35, 88 p.
- Polo, J.T. (1899) - Sinopsis de temblores y volcanes del Perú. *Boletín Sociedad Geográfica de Lima*, 9(1-3): 15-95.
- Rivera, M.; Thouret, J.-C. & Gourgand, A. (1998) - Ubinas, el volcán más activo del Perú desde 1550: geología y evaluación de las amenazas volcánicas. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (88): 53-71.
- Rivera, M., et al. (2007) - Volcán Ubinas: Actividad eruptiva 2005-2007 y características de productos emitidos. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (102): 5-24.
- 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.
- Ruprecht, P. & Wörner, G. (2007) - Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: el Misti stratovolcano and Andahua monogenetic cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 165(3-4): 142-162.
- Sanderman, H.A.; Clark, A.H.; Farrar, E. & Arroyo, G. (1997) - Lithostratigraphy, petrology and ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology of the Crucero Supergroup, Puno department, SE Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3-4): 223-245.
- Scott, W.E. (1993) - Los peligros volcánicos. En: Tilling, R.I. ed. *Apuntes para un curso breve sobre los peligros volcánicos*. Santa Fe, NM: Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos, p. 9-24.
- Scott, W.E. (1993) - Zonificación de los peligros volcánicos y predicciones a largo plazo. En: Tilling, R.I. ed. *Apuntes para un curso breve sobre los peligros volcánicos*. Santa Fe, NM: Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos, p. 25-50.
- Scott, W.E., et al. (1997) - Volcano hazards in the Mount Hood region, Oregon. *U.S. Geological Survey Open File Report 97-89*, 14 p.
- Siebert, L. (1984) - Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 22(3-4): 163-197.
- Siebert, L.; Glicken, H. & Tadahide, U. (1987) - Volcanic hazards from Bezymianny and Bandai-type eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 49(1): 435-459.
- Simkim, T. & Siebert, L. (1994) - *Volcanoes of the world: a regional directory, gazetteer, and chronology of volcanism during the last 10,000 years*. 2a. ed. Tucson, AR: Geoscience Press, 349 p.
- Smith, D.R. & Leeman, W.P. (1993) - The origin of Mount St. Helens andesites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 55 (3-4): 271-303.
- Somoza, R. (1998) - Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the Central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3): 211-215.
- Sorensen, E.V. & Holm, P.M. (2008) - Petrological inferences on the evolution of magmas erupted in the Andagua valley, Peru (Central Volcanic Zone). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(2): 378-396.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F. (1989) - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D. & Norry, M.J., eds. *Magmatism in the ocean basins*. London: Geological Society, Special Paper, 42, p. 313-345.
- Suni, J. (1999) - *Estudio geológico y vulcanológico del volcán Misti y sus alrededores*. Tesis Ing. Geólogo, Universidad Nacional San Agustín, Arequipa, 179 p.
- Spann, H.J. (1956) - The Ubinas volcano. En: Pacific Science Congress, 8, Quezon City, 1953, *Proceedings*. Quezon City, National Research Council of the Philippines, vol. 2, p. 56-59.
- Tatsumi, Y. (1989) - Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 94(B4): 4697-4707.
- Thornburg, T.M., Kulm, L.D. (1987) - Sedimentation in the Chile trench: depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, 98(1): 33-52.
- Thouret, J.-C., Guillaude, 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 volumineuse de l'histoire dans les Andes Centrales. *Bulletin Société Géologique de France*, 165 (1): 49-63.
- Thouret, J.-C.; Dávila, J., Eissen, J-P. (1999) - Largest explosive eruption in historical times in the Andes at Huaynaputina volcano, A.D. 1600, southern Peru. *Geology*, 27(5): 435-438.
- Thouret, J.-C., Finizola, A., Fornari, M., Suni, J., Legeley-Padovani, A., Frechen, M. (2001) - Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 113 (12): 1593-1610.
- Thouret, J.-C., Juvigne, E., Mariño, J., Moscol, M., Loutsch, I., Dávila, J., Legeley-Padovani, A., Lamadon, S., Rivera, M. (2002) - Late Pleistocene and Holocene tephrostratigraphy and chronology in southern Peru. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, 93: 45-61.

- Thouret, J.-C., Rivera, M., Worner, G., Gerbe, M., 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., Wörner, G., Gunnell, Y., Singer, B., Zhang, X., Souriot, T. (2007) - Geochronologic and stratigraphic constraints on Neogene incision and Miocene uplift of the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 263: 151-166
- Tilling, R.I., ed. (1993) - *Apuntes para un curso breve sobre los peligros volcánicos*, Santa Fé, Nuevo México, 2-3 julio 1989. [s.l.]: Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos, 125 p.
- Ubinas (Peru) (1996) - *Bulletin Global Volcanism Network (en línea)*, 21: 7. (consulta: nov. 2010). Disponible en: <http://www.volcano.si.edu/world/volcano.cfm?vnum=1504-02=&volpage=var#bgvn_2107>
- Valdivia, J. (1995) - *Breve reseña histórica del distrito de Ubinas*, Informe inédito. Moquegua: Municipalidad Distrital de Ubinas, Provincia Sánchez Cerro, 40 p.
- Zamácola y Jaúregui, J. (1937) - Diario del viaje que el Obispo Dn. Pedro Chávez de la Rosa, verificó a las provincias de Moquegua y Tacna en 1789. *El Deber* (Arequipa), agosto.

RELACIÓN DE MAPAS E ILUSTRACIONES

Mapas

- Mapa 1 Mapa geológico del volcán Ubinas, escala: 1:25 000
- Mapa 2 Mapa de peligros del volcán Ubinas.

Figuras

- Figura 1.1** Mapa de ubicación del volcán Ubinas, poblados aledaños y la ciudad de Arequipa. En el cuadro inferior izquierdo, se presenta la cadena volcánica Cuaternaria del sur peruano.
- Figura 1.2** Mapa de localización de poblados aledaños al volcán Ubinas.
- Figura 1.3** El poblado de Ubinas es uno de los siete poblados localizados en el valle de Ubinas, amenazado por la actividad del volcán Ubinas.
- Figura 2.1** Mapa geomorfológico del volcán Ubinas y alrededores.
- Figura 3.1** a) Mapa mostrando la localización de la Zona Volcánica Central de los Andes (CVZ). b) Mapa mostrando la localización de la cadena volcánica cuaternaria del sur peruano y los volcanes Misti y Ubinas.
- Figura 3.2** Imagen Aster donde se muestran lineamientos y fallas existentes en el volcán Ubinas y áreas aledañas.
- Figura 3.3** Niveles de limonitas dentro de la secuencia volcánica P-Ta2 (Grupo Tacaza) visibles en la parte alta del poblado de Sacohaya.
- Figura 3.4** Depósito de flujo de pómez y cenizas, bastante cohesivo perteneciente al Grupo Tacaza (P-Ta3) que aflora al Noreste del volcán Ubinas.
- Figura 3.5** Secuencia de flujos piroclásticos o ignimbritas, pertenecientes al Grupo Barroso que afloran al NO del Ubinas. En la base se distingue a la ignimbrita no soldada rojiza (P-Ba1) que infrayace a la ignimbrita dacítica soldada pardo oscura (P-Ba6). Sobreyace, a este último, la ignimbrita riolítica no soldada de color blanquecina a rosada (P-Ba7). En la parte superior, se distinguen lavas andesíticas (P-Ba4). Cubriendo los depósitos descritos se aprecian caídas piroclásticas de edad histórica (H-U3).
- Figura 3.6** Secuencia de flujos y caídas piroclásticas (P-Ba4) que aflora a 1 km al NO de la laguna Piscococha. En este lugar posee poco más de 50 m de espesor.
- Figura 3.7** Vista de acercamiento de la secuencia de la foto 3.6. En la base y tope se distinguen flujos piroclásticos de escoria y ceniza que miden entre 0,30 y 1,2 m de espesor; y en la parte intermedia se aprecia un depósito de caída de lapilli pómez de 0,25 cm de espesor.
- Figura 3.8** En la base aflora la ignimbrita riolítica no soldada, cubierta por una secuencia de caídas de ceniza y lapilli pómez, en total poseen más de 20 m de espesor (P-Ba5). Hacia el tope la ignimbrita dacítica soldada pardo oscura (P-Ba6).
- Figura 3.9** Vista de acercamiento de la secuencia de caídas de ceniza y lapilli pómez que aflora al tope de la ignimbrita riolítica no soldada (P-Ba5).
- Figura 3.10** Depósito de avalancha de escombros, que aflora al Noreste del volcán Ubinas (P-Ba8). En él se pueden notar fácies de bloques, color gris oscuro, y fácies de matriz de color parduzco, amarillo-ocre y gris.
- Figura 3.11** Flujos de lava andesíticas de 20 a 40 m de espesor (P-Ba10) que afloran al Sureste del volcán Ubinas.
- Figura 3.12** Secuencia de flujos de lava andesíticas (P-Ba10) que afloran 6 km al SO del cráter del Ubinas (Campamento Base del INGEMMET).

- Figura 3.13** Vista del flanco norte del volcán Ubinas, donde se distinguen las lavas emplazadas en los periodos «Ubinas I» y «Ubinas II». Foto tomada en junio del 2007.
- Figura 3.14** Vista de la caldera del volcán Ubinas, en cuyo sector SE se localiza el cráter. Foto tomada en junio de 2008.
- Figura 3.15** Columna estratigráfica del volcán Ubinas: principales procesos e implicaciones para la evolución geológica y volcánica.
- Figura 3.16** Flanco Sur del volcán Ubinas. Al pie se distinguen depósitos de avalancha de escombros del Pleistoceno y de hace ~3760 años A.P., productos del colapso del flanco sur.
- Figura 3.17** Secuencia de flujos de pómez y cenizas emplazadas al pie del poblado de Sacohaya.
- Figura 3.18** Secuencia de caída de tefras que aflora en la zona de Sacohaya.
- Figura 3.19** Secuencia piroclástica visible en el sector de Corohuayo (6,5 km al Este del Ubinas) en el cual se distingue el depósito de caída pliniana de hace ~980 años A.P. que cubre delgados niveles de cenizas grises.
- Figura 3.20** Diagrama que muestra la altura de la columna eruptiva alcanzada durante el proceso eruptivo 2006-2009. Además, se distinguen las etapas de actividad eruptiva.
- Figura 3.21** Foto del fondo del cráter del Ubinas tomada el 19 de abril de 2006.
- Figura 3.22** a) El 16 de abril de 2007 el Ubinas emite una columna de cenizas que alcanza 3 km de altura sobre la cima. b) Una bomba de 2 m de diámetro y un cráter de impacto de 6 m, a una distancia de 300 m del cráter. Foto del 06 de Mayo de 2006.
- Figura 4.1** Fotografías de secciones delgadas de rocas del volcán Ubinas en nicoles cruzados.
- Figura 4.2** Fotografías de secciones delgadas de rocas del volcán Ubinas emitidos durante la actividad 2006-2009, en nicoles cruzados:
- Fenocristal de plagioclasa con bordes corroídos.
 - Fenocristal de anfíbol con sobrecrecimiento de ortopiroxeno en su borde (fotografía de microscopio electrónico).
 - Fenocristal de olivino subhedral con bordes no definidos.
 - Fenocristal de anfíbol con borde constituido de minerales opacos.
- Figura 4.3** Clasificación de rocas del volcán Ubinas en el diagrama TAS (Alcalis Total versus Silice) de Le Bas et al., (1986).
- Figura 4.4** Composición de rocas del volcán Ubinas en el diagrama AFM ($A=Na_2O + K_2O$; $F=FeO^*$; $M=MgO$) de Kuno (1968) indicando el carácter calco-alcalino del conjunto de rocas.
- Figura 4.5** Composición de rocas del volcán Ubinas en el diagrama K_2O en función de SiO_2 de Peccerillo y Taylor (1976).
- Figura 4.6** Diagramas de Harker, mostrando la evolución de la serie del volcán Ubinas.
- Figura 4.7** Diagramas de variación de los elementos trazas con relación a la SiO_2 . Todos los tenores de los elementos (salvo la SiO_2) están expresados en ppm.
- Figura 4.8** Diagrama multielementos de las rocas del volcán Ubinas, normalizada al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).
- Figura 4.9** Espectros de Tierras Raras (REE) normalizadas a las Condritas (Sun y McDonough, 1989) de rocas del volcán Ubinas.
- Figura 4.10** Espectros de Tierras Raras normalizadas a las Condritas (Sun y McDonough, 1989) para las rocas las más y menos diferenciadas del volcán Ubinas.
- Figura 4.11** Composiciones isotópicas de Sr y Nd para las rocas del volcán Ubinas. **a)** Ilustración de gamas de composiciones relativas a los arcos intraoceánicos y a las zonas volcánicas del Sur (SVZ), Central (CVZ) y Norte de los Andes (NVZ), según Davidson *et al.*, (1991). **b)** Detalle de la composición isotópica de las rocas del volcán Ubinas.
- Figura 4.12** Diagrama $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. SiO_2 y $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs. SiO_2 para las rocas del volcán Ubinas, tomado de Rivera (2010). Además, son presentadas las tendencias teóricas de la AFC (asimilación-cristalización fraccionada) y CF (cristalización fraccionada).

- Figura 4.13** Diagrama multielemento que muestra los resultados del cálculo de la AFC para varios porcentajes de asimilación del contaminante (macizo de Arequipa) que participa en la evolución de rocas del volcán Ubinas.
- Figura 4.14** Modelo resumido de génesis de magmas del volcán Ubinas (tomado de Rivera, 2010)
- Figura 5.1** Vista del flanco sur del volcán Ubinas en junio de 1996. Durante esa época el volcán Ubinas experimentó un incremento de la actividad fumarólica, la cual se venía prolongando desde diciembre de 1995. Las fumarolas eran grises claras y estaban constituidas de gases sulfurosos y vapor de agua. Estas fumarolas ascendían diariamente más de 500 m de altura y se prolongaban con dirección Noreste.
- Figura 6.1** Columna eruptiva de cenizas y gases de aproximadamente 3 km de altura, formada después de la explosión del día 20 de abril de 2006. Columna eruptiva típica de la actividad vulcaniana 2006 del volcán Ubinas.
- Figura 6.2** Vista del volcán Ubinas en diciembre de 2007, fecha en el cual presentaba actividad eruptiva. Es necesario mencionar que la cumbre del Ubinas en los meses de diciembre a marzo frecuentemente está cubierta de nieve y hielo.
- Figura 6.3** Flujo de lodo (lahar) en el río Ubinas, registrado en febrero de 2007. En aquel entonces el lahar arrastró bloques de roca y afectó algunas áreas de cultivo, y varios tramos de la carretera Huarina-Ubinas-Arequipa (foto tomada de Macedo y Taipe, 2010).
- Figura 6.4** Vista de la erupción pliniana del volcán Mayon (Filipinas) en setiembre de 1984, cuyo colapso de la columna generó flujos piroclásticos.
- Figura 6.5** Perfiles topográficos y distancias recorridas por los flujos piroclásticos. La flecha señala los domos en cada perfil. Los gráficos para los volcanes Redoubt y Unzen corresponden a observaciones recientes (Brantley y Scott, 1993); el gráfico del volcán Ubinas está inferido en base a depósitos del Holoceno y Pleistoceno. Los espesores promedios y la distancia recorrida por los flujos piroclásticos y oleadas de cenizas acompañantes debido al colapso de domo pueden preverse por la línea guía gruesa, la cual sirve para estimar el rango de distancias de futuros eventos que van a recorrer.
- Figura 7.1** El mapa de peligros del volcán Ubinas empleado por el Sr. Américo Quispitupac, Alcalde de Ubinas (periodo 2008 a 2010) y la población para la gestión de crisis volcánica 2006-2009.

Tablas

- Tabla 1** Resultado del censo del INEI-censo X de Población y V de Vivienda de 2005.
- Tabla 2** Resultado del censo poblacional efectuado por el COER-Moquegua en 2006.
- Tabla 3** Resumen de la actividad volcánica histórica.



Instituto Geológico Minero y Metalúrgico
Av. Canadá 1470, San Borja, Lima 41, Perú
Teléfono: 051-1-618-9800
Fax: 051-1-225-3063 / 051-1-225-4540
[http: www.ingemmet.gob.pe](http://www.ingemmet.gob.pe)
e-mail: comunicacion@ingemmet.gob.pe