

GEOLOGÍA, HISTORIA ERUPTIVA Y EVALUACIÓN DE PELIGROS DEL VOLCÁN TICSANI (SUR DEL PERÚ)

JERSY MARIÑO SALAZAR

Instituto Geofísico del Perú, Calle Calatrava 216, Urb. Camino Real, La Molina, Lima 12, Perú. Email: jrmasa@axil.igp.gob.pe

JEAN-CLAUDE THOURET

Laboratoire Magmas et Volcans, Université Blaise-Pascal, CF CNRS, rue Kessler, 63000 Clermont-Fd., France. Email: thouret@opgc.univ-bpclermont.fr

RESUMEN

El volcán poligénico Ticsani se encuentra ubicado en el segmento norte de la Zona Volcánica de los Andes Centrales (70°36'W, 16°44'S, 5408 m.s.n.m.) y comprende dos edificios: "Ticsani antiguo" y "Ticsani moderno".

El edificio "Ticsani antiguo" es un estratovolcán formado por flujos de lavas, rocas volcanoclásticas e ignimbritas. Es cortado por un anfiteatro en forma de "herradura" abierto hacia el oeste y de 3 km de radio, el cual marca el inicio de extensos depósitos de avalanchas de escombros de aproximadamente 12 km³ de volumen. Se originaron por el colapso de gran parte del edificio volcánico y son los mayores depósitos de avalancha de edad Pleistocena del sur del Perú. Dicha avalancha de escombros fluyó en dirección oeste, llegando hasta la confluencia de los ríos Tambo y Omate, situado a 44 km de la cicatriz del colapso. A partir de allí, se transformó en lahar y se desplazó a lo largo del río Tambo hasta el Océano Pacífico, recorriendo más de 150 km.

El edificio "Ticsani moderno", está conformado por tres grupos de depósitos: A) Lavas en bloques encauzados en paleo-valles y cubriendo laderas proximales, que sobreyacen a los depósitos de avalanchas de escombros probablemente del Pleistoceno medio; y domos alineados en dirección N325°, emplazados posterior a los flujos de lavas en bloques. B) Flujos piroclásticos de bloques y cenizas ligados al colapso sucesivo de domos, canalizados en quebradas cercanas al volcán, hacia el SO y NO del cráter más reciente. C) Tres depósitos (preservados entre otros) de caídas piroclásticas recientes: depósito de lapilli pómez "Ticsani gris" emplazado hace aproximadamente 10600 ± 80 años BP, depósito de ceniza "Ticsani gris" y depósito de pómez "Ticsani pardusco". Este último corresponde a una erupción ocurrida hace menos de 400 años y precedió al emplazamiento del último domo.

El más voluminoso de los depósitos de caída, es el depósito de pómez "Ticsani gris". Forma un lóbulo cuyo eje mayor de dispersión tiene una orientación N103°. En áreas proximales tiene de 2 a más de 4 m de espesor y la isópaca de 1 cm cubre un área de aproximadamente 806 km². Se estima que la columna eruptiva alcanzó 16.5 km de altura y que la erupción tuvo un Índice de Explosividad Volcánica (IEV) 4.

Estudios petrográficos y geoquímicos efectuados, muestran que los depósitos pertenecen a un vulcanismo calco-alcalino con alto contenido de K y con ciertas características adakíticas. Las lavas del edificio "Ticsani antiguo" son andesitas, mientras que los piroclastos y lavas del edificio "Ticsani Moderno" son dacitas.

Basado en las tres erupciones explosivas y en el emplazamiento de dos flujos piroclásticos de bloques y cenizas, ocurridos todos en los últimos 11 000 años, consideramos tres escenarios eruptivos probables: erupción peleana, erupción freatomagmática y erupción sub-pliniana. Se han identificado los siguientes peligros volcánicos principales: peligros por caídas de tefras; por flujos y oleadas piroclásticas asociados al crecimiento de domos; y por deslizamientos y/o flujos de lodo y

escombros. Los centros poblados que se hallan a menos de 15 km del volcán (Calacoa, San Cristóbal, Carumas, Cuchumbaya, Soquezane, entre otros), donde viven más de 5000 personas, se hallan amenazados por los peligros potenciales antes citados.

ABSTRACT

The polygenic Ticsani volcano is located in the northern segment of the Volcanic Zone of the Central Andes (70°36' W, 16°44' S, 5408 m asl) and consists of two edifices termed "old Ticsani" and "modern Ticsani".

The "old Ticsani" stratovolcano has been built up by lava flows, volcanoclastics and ignimbrite rocks. It is cut by an amphitheater 3 km across and open towards the west, which marks the beginning of widespread debris avalanche deposits of a volume of about 12 km³. These deposits were originated by the collapse of a large part of the "old Ticsani" edifice and form the most voluminous deposits of avalanche of Pleistocene age in southern Peru. These debris avalanches flowed due west as far as the confluence of the Tambo and Omate Rivers, at least 44 km away from the scar of the collapse. From there, the avalanches transformed into lahars which flowed downstream the Tambo River as far as the Pacific Ocean, that is about 150 km.

The "modern Ticsani" edifice consists of three recent domes aligned N325° and has been built up by three main groups of deposits: A) Block lava flows channeled in paleo-valleys and covering the debris avalanches of middle Pleistocene age and the proximal slopes of the summit volcano; B) Block-and-ash flows related to the successive collapse of the domes, and channelized in valleys around the summit volcano towards the SW and NW of the recent domes. C) Three téphras-fall deposits: a deposit of lapilli pumice termed "gray Ticsani" and 14C dated at 10,600 ± 80 BP years; an ash layer termed "gray Ticsani", and finally a deposit of pumice blocks and bombs termed "brown Ticsani". The most recent "brown Ticsani" deposit corresponds to a subplinian and phreatomagmatic eruption which preceded the emplacement of the last dome less than 400 years ago.

The "gray Ticsani" pumice fall deposit is the most voluminous téphras fall from Ticsani. It forms a lobe whose axis of dispersion is N103° trending. In proximal areas the deposit is >4 to 2 m thick, while its 1-cm isopach covers an area of about 806 km². Based on the dispersal area, on the volume, and on the 16.5-km-high column, it is considered that the subplinian eruption had a Volcanic Explosivity Index of 4.

Petrographical and geochemical analyses show that the eruptive products of Ticsani belong to a high-K calc-alkaline series which displays adakitic characteristics also. Lavas of the "old Ticsani" volcano are andesitic in composition, whereas the pyroclastic and lavas of the "modern Ticsani" domes show a dacitic composition.

Based on the three main types of recent pyroclastic deposits which occurred over the past 11,000 years, we consider three probable eruptive scenarios: a pelean eruption, freatomagmatic events, and a sub-plinian eruption. The following main volcanic hazards have been identified: tephra fall, pyroclastic flows, growth and collapse of domes, and an extreme hazard from debris avalanches and lahars. Therefore, several populated centers located within 15 km of the volcano (Calacoa, San Cristóbal, Carumas, Cuchumbaya, Soquezane, among others), where more than 5000 people live, are threatened by the potential effects of future eruptions at Ticsani.

I. INTRODUCCION

El vulcanismo del Plioceno y Cuaternario en los Andes, está distribuido en tres segmentos a lo largo de Sudamérica. Están ligados al proceso de subducción de la placa de Nazca debajo de la placa de Sudamérica; donde la primera alcanza velocidades de hasta 5 cm/año (Chase, 1978). La Zona Volcánica de los Andes Centrales (ZVC), abarca una extensa área comprendida entre 15° y 27.5° de latitud sur, donde el vulcanismo reciente se halla activo desde el Mioceno (De Silva & Francis, 1991). El volcán Ticsani, un complejo de domos (70°36'W, 16°44'S), se encuentra ubicado en el segmento norte de la ZVC (Fig. 1), a 60 km al NNE de la ciudad de Moquegua.

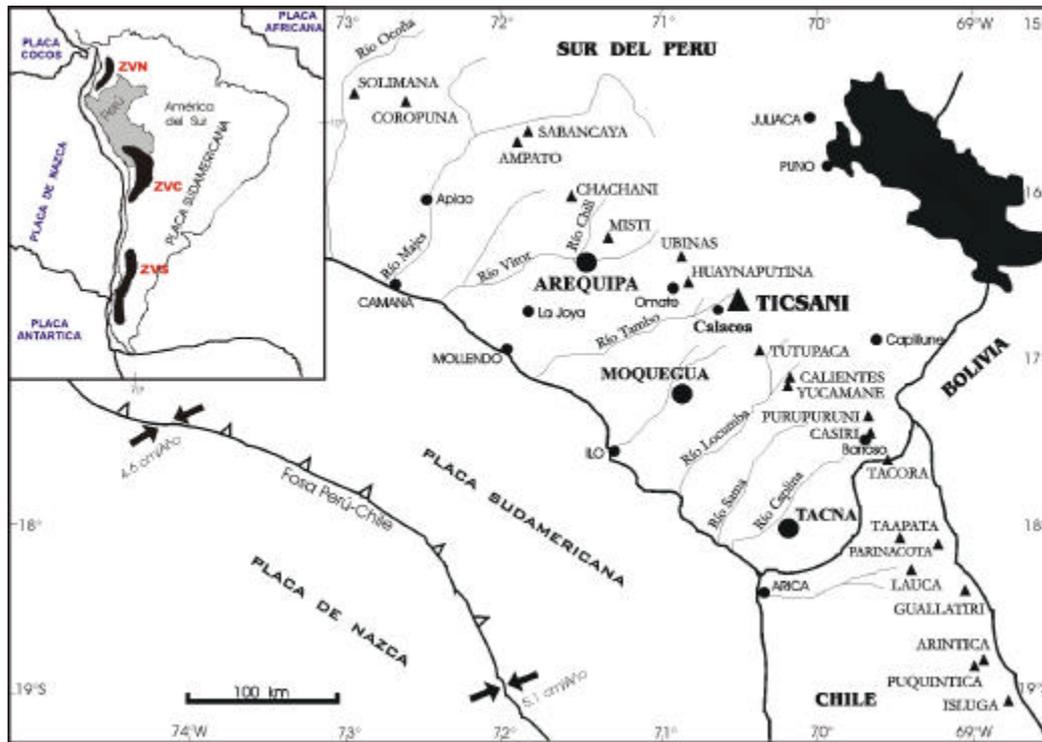


Figura 1. Segmento norte de la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC), con los centros volcánicos del Plio-Cuaternario y su relación con la fosa Perú-Chile. En su mayoría son estrato-volcanes y domos del Mio-Plioceno y Plio-Pleistoceno, muchos de ellos parcialmente destruidos debido a las glaciaciones del Pleistoceno (Compilado de De Silva & Francis, 1991 y Wörner et al., 1992). En Recuadro: Marco geotectónico y distribución de las tres zonas volcánicas Cenozoicas en los Andes de Sudamérica: Zona Volcánica de los Andes del Norte (ZVN), Zona Volcánica de los Andes Centrales (ZVC) y Zona Volcánica de los Andes Australes (ZVS). Modificado de De Silva & Francis (1991).

El substrato sobre el cual se emplazaron las secuencias de flujos de lava y rocas piroclásticas del volcán Ticsani, está conformado por lavas andesíticas a dacíticas intercaladas con sedimentos, depositados durante el Cretáceo medio a superior (Volcánico Matalaque y Grupo Toquepala); sedimentos clásticos continentales del Paleógeno (Fm. Pichu) e ignimbritas riolíticas del Mioceno medio (Formación Huaylillas) (Fig. 2); descritos por García y Guevara (1998).

Asociados a los volcanes Ticsani y Huaynaputina se distinguen dos sistemas de fallas y fracturas regionales: sistema de dirección andina NO-SE, NNO-SSE y ONO-ESE, y sistema en dirección NNE-SSO y NE-SO; ambos afectan rocas del Oligoceno y Mioceno (Fig. 3). Localmente, se observan fallas activas o recientes de dirección NE-SO; el emplazamiento de materiales volcánicos estarían relacionados a fracturas profundas de orientación ONO-ESE, algunas reconocidas en la zona de Calacoa y San Cristóbal (Mariño, 2002).

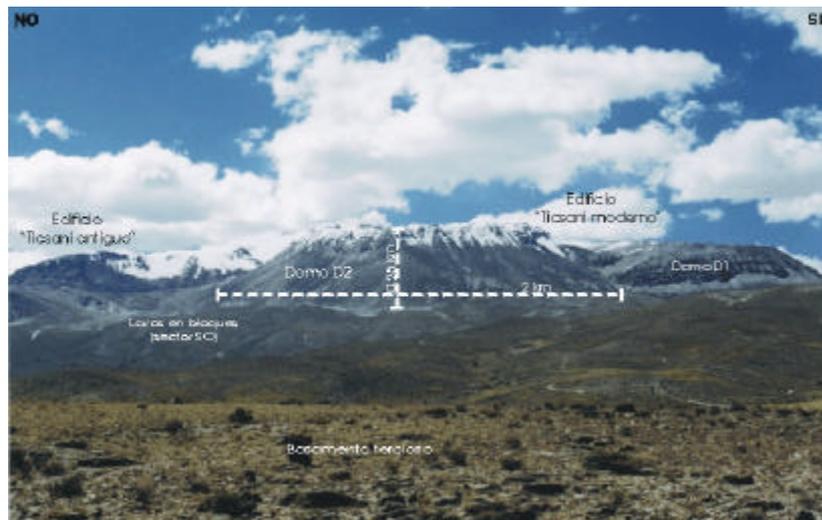


Foto 2. En la parte central se distingue el domo D2 de forma cónica truncada y al SE domo D1. Ambos se hallan cubiertos por depósitos de caídas de cenizas y lapilli pómez. Asociados a los domos se observan depósitos de lavas en bloques.

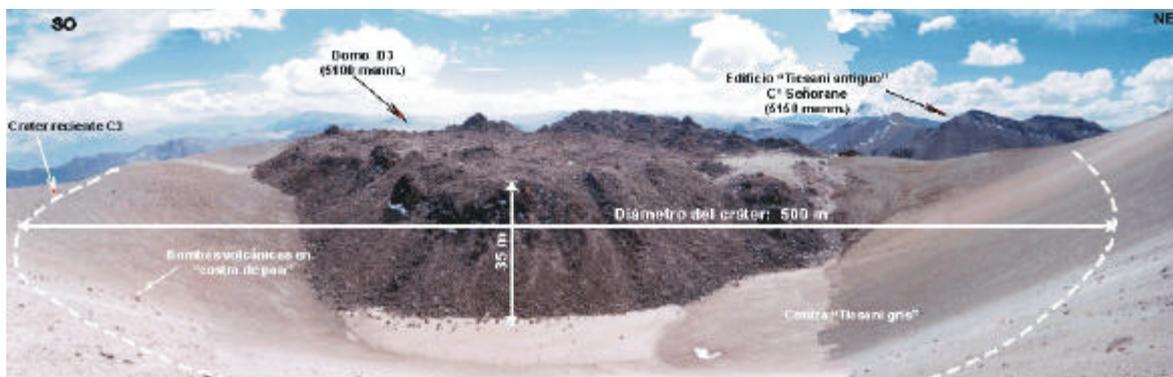


Foto 3. Domo D3 emplazado dentro del cráter más reciente C3. El cráter tiene forma de media luna, intruido hacia la parte norte y noroeste por el domo. Depósitos de caídas de ceniza "Ticsani gris" y pómez "Ticsani pardusco" cubren el cráter. En superficie, bombas volcánicas en "costra de pan" de más de 30 cm de diámetro, indican actividad freatomagmática poco antes del emplazamiento del pómez "Ticsani pardusco".



Foto 4. Depósitos de avalanchas de escombros del sector proximal a medial (Ppa. Sunispalla y poblado de San Cristóbal). Su espesor varía entre 250 a 350 m. Predomina la unidad litológica C, en la base afloramientos de las unidades A y B, y hacia el tope la unidad D.

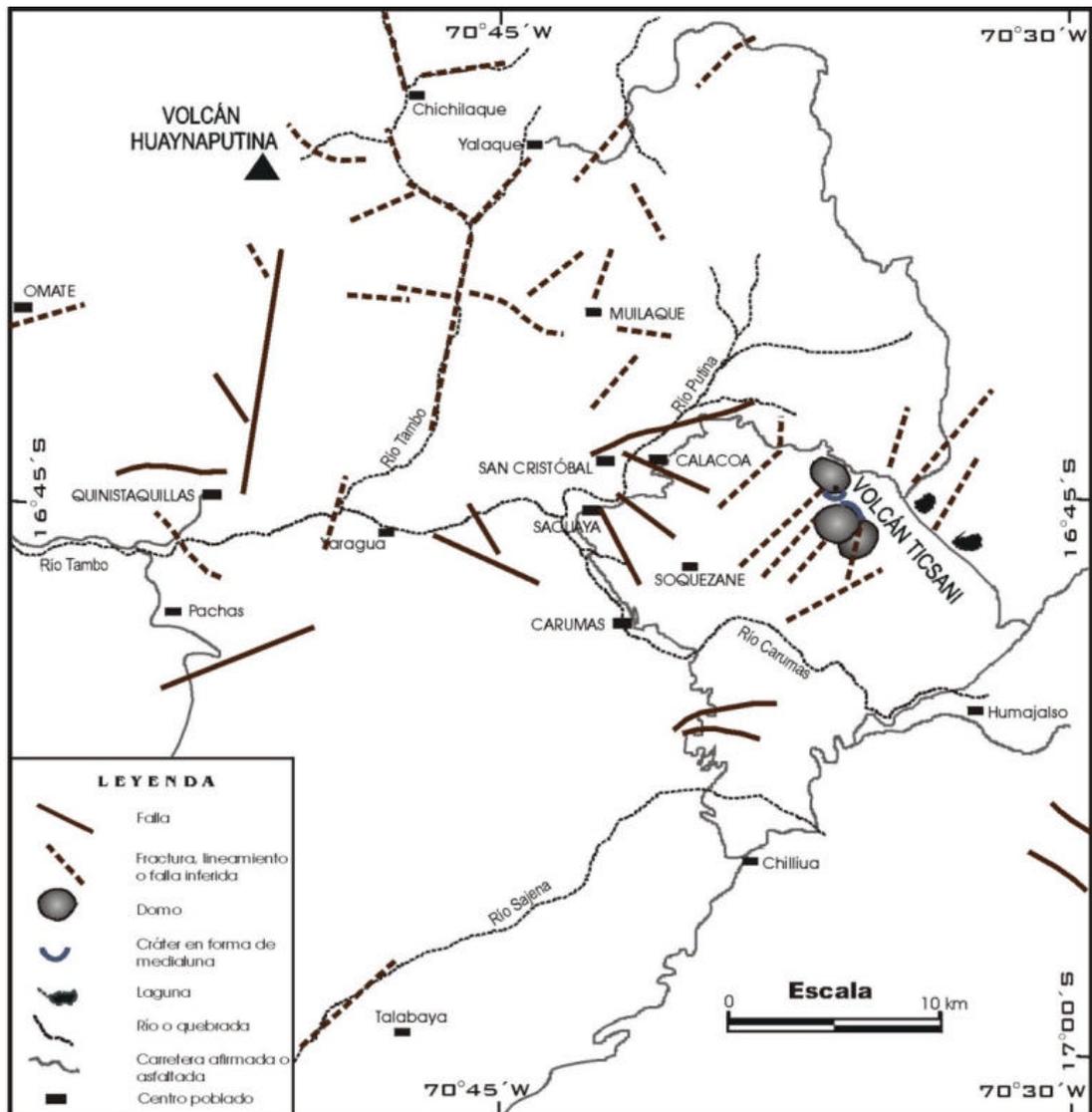


Figura 3. Estructuras tectónicas asociadas a los volcanes Ticsani y Huaynaputina. A nivel regional hay dos sistemas de fallas y fracturas: sistema de dirección andina NO-SE, NNO-SSE y ONO-ESE, y sistema en dirección NNE-SSO a NE-SO. Localmente fallas recientes de dirección NE-SO. Compilado de García, 1979; Rivera, 1998; García y Guevara, 1998.

II. ESTRATIGRAFÍA E HISTORIA ERUPTIVA

El volcán Ticsani ha tenido una evolución compleja, con fases de actividad e inactividad, desde el Pleistoceno inferior. Las estructuras que hoy observamos, tales como el anfiteatro de colapso, los domos y cráteres (Foto 1), muestran que los centros de emisión han migrado en el tiempo. Como resultado, tenemos un edificio compuesto y poligénico.

Para una mejor comprensión de la evolución geológica y vulcanológica del volcán Ticsani, hemos agrupado sus depósitos en torno a dos edificios: “Ticsani antiguo” y “Ticsani moderno” (Fig. 4). El primero comprende los depósitos emplazados hasta el colapso del edificio antiguo, con la consiguiente formación de la cicatriz de colapso y emplazamiento de los depósitos de avalanchas de escombros.

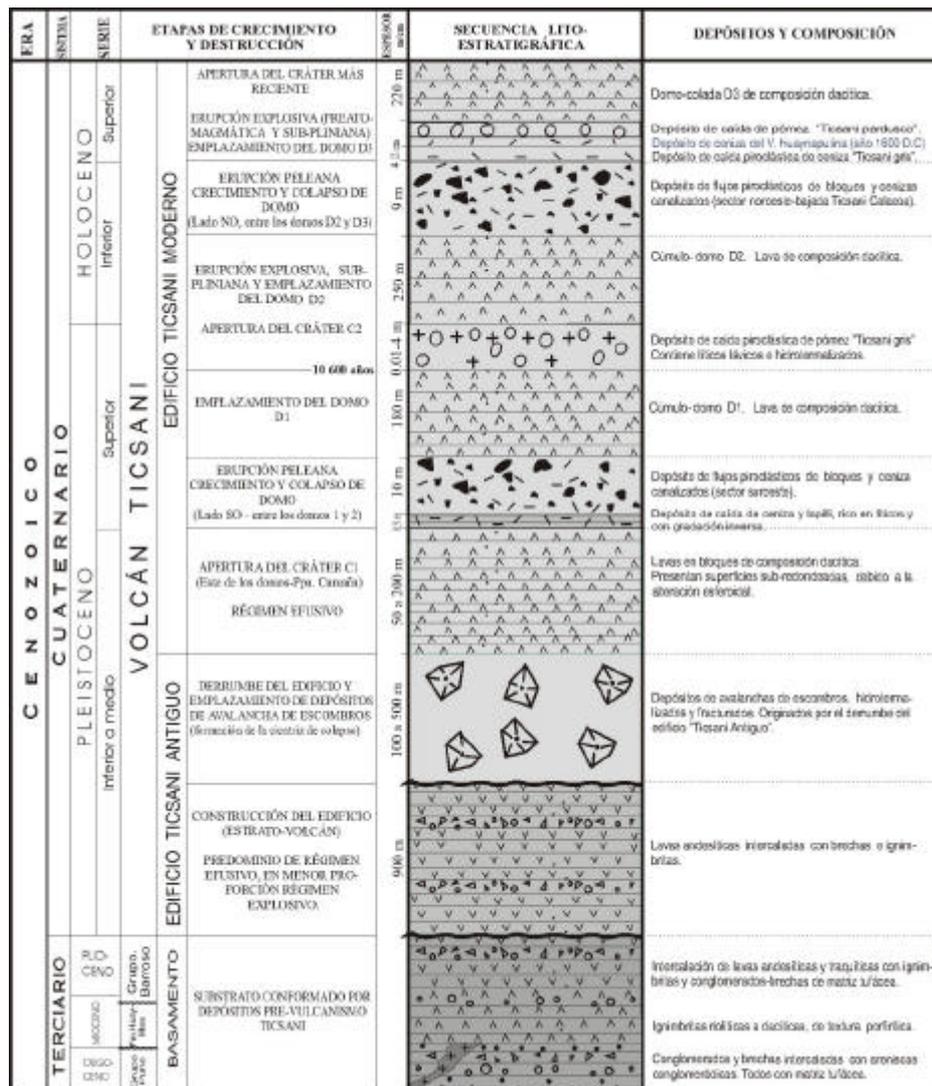


Figura 4. Columna estratigráfica de los depósitos del volcán Ticsani e hipótesis sobre su evolución (Mariño, 2002).

2.1. Depósitos del estratovolcán "Ticsani antiguo"

a) Flujos de lavas, rocas volcanoclásticas e ignimbritas

Estas secuencias se extiende hacia el este y norte del edificio "Ticsani moderno", ocupando un área de 65 km² (Figs. 2 y 4). Las lavas son de tipo aa presentan espesores de más de 5 m y están intercaladas con ignimbritas y rocas volcanoclásticas. En conjunto alcanzan más de 900 m de espesor. Se hallan intensamente hidrotermalizadas y sobreyaciendo a rocas del Mioceno (Fm. Huaylillas), por lo que se estima se emplazaron entre el Plioceno y Pleistoceno inferior.

b) Depósitos de avalanchas de escombros

Se originaron por el colapso del estratovolcán antiguo. Dichos depósitos se emplazaron hacia el oeste, a lo largo de paleo-valles conformados por los ríos Putina, Carumas y Tambo (Fig. 2). Los afloramientos proximales y mediales se localizan entre 6 y 23 km de la “cicatriz del colapso”, donde alcanzan espesores que van 300 a 400 m (Foto 4). En el sector distal, es decir más allá de 25 km al oeste, su espesor disminuye progresivamente, en el área de intersección de los ríos Carumas y Tambo, mide de 150 a 200 m y al SO de Quinistaquillas tiene menos de 60 m de espesor. En la confluencia de los ríos Tambo y Omate (45 km de la “cicatriz”), éstos depósitos tienen un espesor aproximado de 10 m y se hallan “colgados” en las laderas del valle. A partir de esta última zona, pasó a facies de lahar o flujo de lodo y se desplazaron a lo largo del río Tambo.

Los depósitos cubren alrededor de 70 km² y actualmente alcanzan un volumen de 12 km³. Después del emplazamiento un porcentaje importante de los depósitos fueron erosionados rápidamente, principalmente los que se hallan a más de 23 km del anfiteatro, por lo que se infiere que inicialmente tuvo entre 15 y 20 km³ de volumen. Se identificaron 17 colinas cónicas (hummocks), todos en el sector proximal (entre 7 y 14 km de la fuente), que miden entre 60 y 100 m de alto y de 80 a 250 m de largo.

Los depósitos están constituidos por fragmentos de rocas no consolidadas o pobremente consolidadas, intensamente fracturadas e hidrotermalizadas. Los fragmentos líticos son angulosos a sub-angulosos, de un amplio rango de tamaños (milimétricos a más de 4 m de diámetro). Están presentes ambas facies, de matriz y de bloques: en los sectores medial y distal predominan facies de matriz y en la zona proximal facies de bloques. En algunas zonas se nota cierto arreglo mutuo tridimensional, donde podrían reubicarse como un rompecabezas (“jigsaw”, fracturas en forma de rompecabezas). Sin embargo, los fragmentos han perdido el contacto original, separados normalmente por fracturas de anchos milimétricos y microscópicos, y sin relleno.

Su litología es variada, similar al del estratovolcán “Ticsani Antiguo”, observable en las zonas de la cicatriz de colapso de la avalancha y el Cerro Sayhuani (Fig. 2). En función del color, textura y grado de cohesión de los depósitos, se ha diferenciado cuatro unidades litológicas principales de la base hacia el tope. En los sectores de Yaragua y Pampa Sunispalla, se observan la secuencia vertical y distribución horizontal completas de estas unidades (Fig. 2 y Foto 4). Basado en la estratigrafía y en el grado de erosión de estos depósitos poco consolidados (alrededor de 500 m en el río Putina), se estima que se emplazaron durante el Pleistoceno medio.

2.2. Depósitos del edificio “Ticsani moderno”

a) Lavas en bloques, cúmulo domos y domos coladas

Las lavas en bloques, emitidas durante la segunda etapa, afloran al SO y NO del cráter más reciente (C3), mostrando una topografía ondulada (Foto 1) y sobreyacen a ignimbritas y avalanchas de escombros del Pleistoceno medio. Probablemente su centro de emisión fue el cráter C1. Sobreyaciendo a las lavas en bloques se reconocieron cuatro domos, DX, D1, D2 y D3. A excepción del primero, los tres más recientes se hallan alineados en dirección N325° (Fig.2). El domo D3 es un domo-colada, mientras que los restantes son cúmulo domos.

b) Flujos piroclásticos de bloques y cenizas canalizados

Estos depósitos se originaron por el colapso de domos y son un registro de su crecimiento y destrucción. Se hallan canalizados en quebradas de poca profundidad (3 m a 15 m), en los sectores SO y NO del edificio “Ticsani Moderno”.

- **Sector SO:** En este sector los flujos piroclásticos de bloques y cenizas poseen espesores de 4 a 12 m. Su litología es homogénea, los bloques poseen formas angulosas a subangulosas y diámetros de hasta 45 cm, aunque predominan los menores de 10 cm. El depósito presenta gradación inversa y la matriz está conformada por ceniza, lapilli y fragmentos líticos (Foto 5A, 5B). La ubicación del área de emplazamiento de los flujos piroclásticos, sugiere que parte del domo habría colapsado cerca a los domos D1 y D2.

- **Sector NO:** En este sector los flujos piroclásticos, se emplazan en las quebradas que drenan hacia el poblado de Calacoa. Tienen espesores de 2 a 5 m y son de color gris oscuro. En la base hay predominio de matriz (55 %) sobre los bloques (45 %) y hacia el tope una mayor proporción de bloques (75%). Los bloques tienen un diámetro promedio de 8 cm, los más grandes 15 cm a 25 cm.



Foto 5A



Foto 5B

Foto 5A. *Secuencia piroclástica a 6,5 km al SO del cráter C3. En la base yacen depósitos de avalanchas de escombros, cubiertos por material coluvial. Sigue una capa de caída de ceniza de 30 cm de espesor. Hacia el tope depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, de más de 5 m de espesor.*

Foto 5B. *Depósito de flujos piroclásticos de bloques y ceniza de 10 m de espesor, a 30 m al oeste de la foto anterior. Se observan bloques lávicos homogéneos, que miden hasta 45 cm de diámetro y una matriz abundante de ceniza y líticos.*

c) *Depósitos de caídas piroclásticas del Holoceno y tiempo histórico*

Durante el Holoceno se han emplazado el depósito de caída de pómez “Ticsani gris”, depósito de caída de ceniza “Ticsani gris” y depósito de caída de pómez “Ticsani pardusco” (Fig. 5).

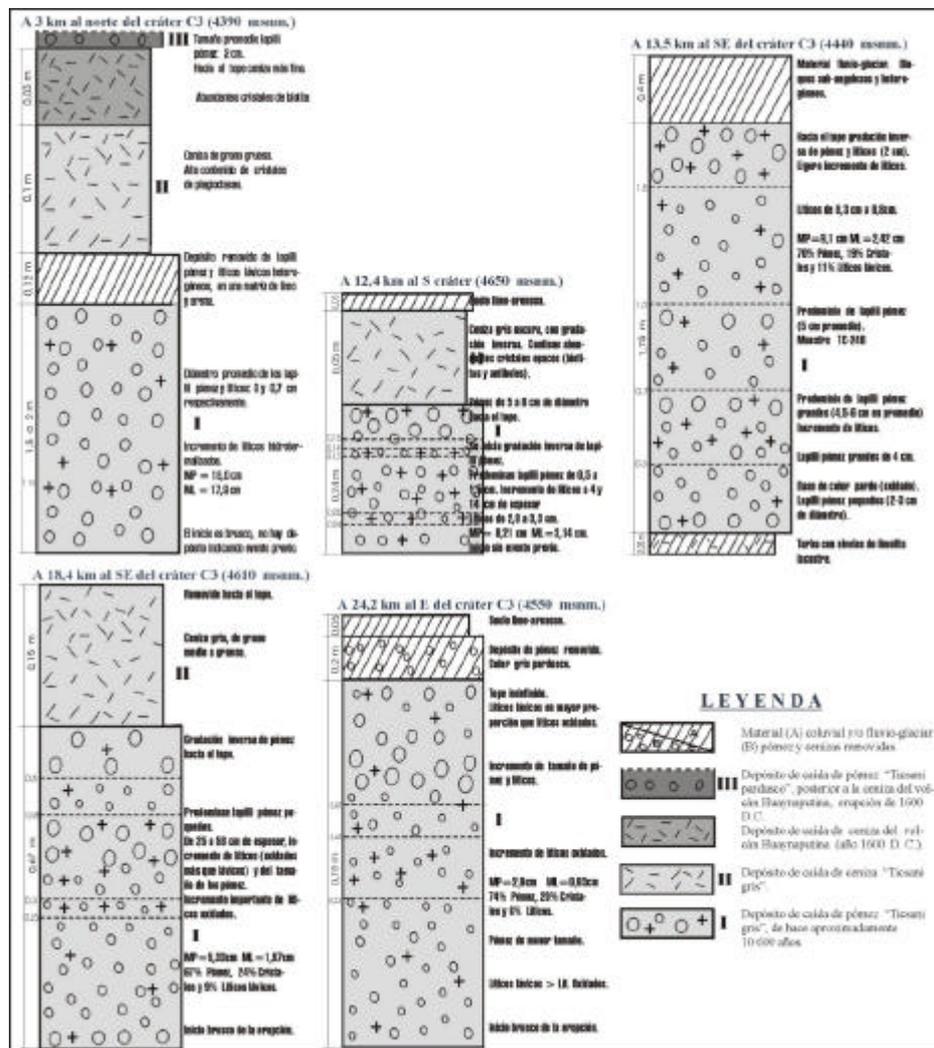


Figura 5. Columnas estratigráficas de depósitos de caídas piroclásticas recientes alrededor del volcán Ticsani.

- *Depósito de caída de lapilli pómez “Ticsani gris”.*

Es el depósito de caída más voluminoso del volcán Ticsani, se halla cubriendo áreas hacia el E, SE y NE del cráter C3. La datación efectuada por el método de C¹⁴, en una secuencia de turba reciente encima de la tefra, situada a 39 km al este del cráter, arroja una edad mínima de 10 600 ± 80 años BP (poco antes del Holoceno inferior).

El tamaño de pómez y líticos en la base del depósito, es relativamente similar al resto de la sección (Foto 6A y 6B), lo que indica un inicio brusco de la actividad eruptiva sin evento previo. Los pómez son fibrosos, de color gris blanquecino y de baja densidad ($\pm 1 \text{ gr/cm}^3$). El depósito está constituido por 71% de pómez, 20,1% de cristales, 8,4% de líticos y 0,5% de glomeroporfíricos; de los cristales, 80% son translúcidos y el 20% son opacos. En los componentes líticos, predominan los lávicos cogenéticos (70%) y en menor proporción los accesorios (30%).

A partir del diagrama que relaciona el área de las isopletas versus el diámetro de pómez (Mariño, 2002), se estima que la altura de la columna eruptiva fue de 15 a 17 km, y que se trató de una erupción sub-pliniana, con Índice de Explosividad Volcánica 4. Así mismo, el volumen total de tefras eyectadas es poco mayor de 0,4 km³. Mayores datos sobre este depósito aparecen en la sección de sedimentología.



Foto 6A

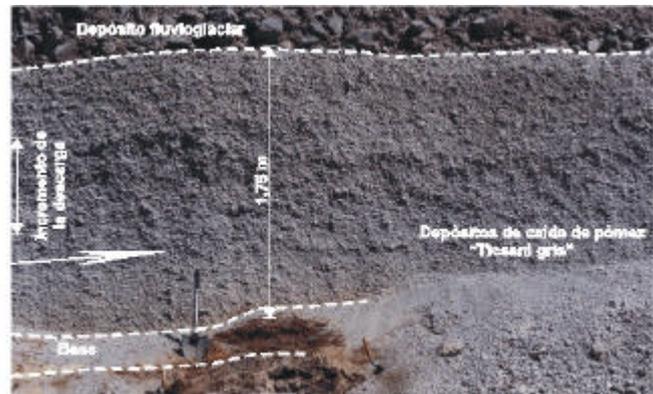


Foto 6B

Foto 6A. Depósito de caída de pómez “Ticsani gris”. Sobreyace a un banco de sedimentos lacustres y turba (Qda. Humajalzo, 13,5 km al SE del cráter).

Foto 6B. Vista de acercamiento de la anterior (Foto 6A). La base del depósito se halla oxidado hasta 0,30 m de espesor. El depósito se inicia sin evento eruptivo previo, con pómez de 2 a 3 cm. Hacia los niveles 0,7 m, 1 m y el tope, se distingue un incremento del tamaño de pómez y líticos.

- Depósito de caída de ceniza “Ticsani gris”.

Este depósito solo ha sido reconocido en 8 lugares, situados al norte, este y sureste del cráter C3. Sobreyace al depósito de pómez “Ticsani gris” (Foto 7) e infrayace al depósito de caída de ceniza perteneciente al volcán Huaynaputina, que erupcionó el año 1600 D.C (Davila, 1998; Thouret et al., 2002) (Fig. 5).

El eje mayor del lóbulo de dispersión tiene una orientación aproximada N120°. El depósito es de color gris y muestra una ligera gradación inversa hacia el tope. Contiene ceniza con abundantes cristales de plagioclasas, poca cantidad de biotita y anfíbol.

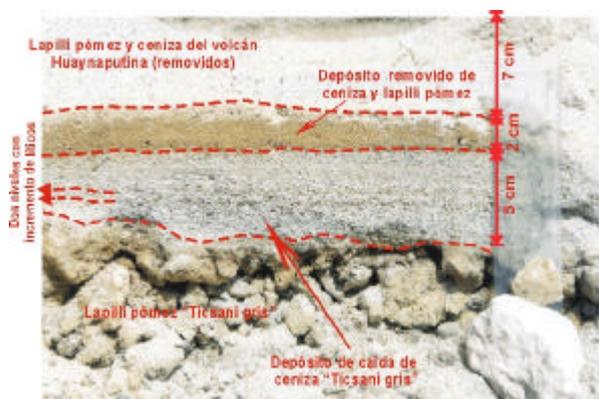


Foto 7. Depósito de caída de ceniza “Ticsani gris”, de 0,05 m de espesor a 12,4 km al sur del volcán). Sobreyace al pómez “Ticsani gris”. La ceniza es de grano grueso y presenta gradación inversa. Contiene líticos lávicos, cristales libres de biotitas y anfíboles.

- Depósito de caída de pómez “Ticsani pardusco”

Este depósito sobreyace a la caída de ceniza del volcán Huaynaputina, perteneciente a la erupción del año 1600 D.C. (Fig. 5), por consiguiente fue el resultado de una erupción producida hace menos de 400 años. Los pómez yacen dispersos en la superficie y no forman una capa continua (Foto 8A). Los pómez son de composición dacítica, contienen abundantes fenocristales de plagioclasas, feldespatos potásicos, biotita y en menor proporción cuarzo. Los pómez son de color blanco-pardusco en su interior y superficialmente parduscos por alteración supérgena.

A unos kilómetros al NO del cráter, yacen dispersos bombas en “costra de pan” asociados al pómez pardusco (Foto 8B). Estas bombas indican una erupción freatomagmática que corresponde a la apertura del cráter más reciente (C3), justo antes del emplazamiento del último domo (D3).

El área cubierta por la isopleta de 4 cm (la menor observada) es aproximadamente 150 km². En áreas proximales, los pómez miden de 20 a 30 cm de diámetro, algunos hasta 40 a 50 cm. En sectores mediales (11 km) a distales (18 km), en dirección del viento, las isopletas son de 10 cm a 4 cm, respectivamente.

El lóbulo de dispersión posee forma elíptica, cuyo eje mayor tiene orientación N140°. Según Mariño (2002), considerando un espesor entre 1 y 10 cm, el volumen del depósito 0,015 km³, la altura de la columna eruptiva fue aproximadamente 10 km y la erupción tuvo un Índice de Explosividad Volcánica entre 2 y 3.



Foto 8A. Depósito de caída de pómez “Ticsani pardusco”, 2 km al NO del cráter C3. Los pómez están esparcidos en la superficie. Los bloques más grandes miden de 18 a 35 cm de diámetro.

Foto 8B. Bomba volcánica en “costra de pan”, asociada al pómez “Ticsani pardusco”.

III SEDIMENTOLOGÍA DEL DEPÓSITO DE CAÍDA DE PÓMEZ “TICSANI GRIS”

El estudio sedimentológico permitió conocer el espesor y superficie del depósito, la distribución del tamaño de grano y la proporción de componentes litológicos. Con la ayuda de éstos parámetros, podremos inferir la dinámica de la columna eruptiva.

3.1. Espesor y superficie del depósito de caída

El mapa de isópacas (Fig. 6) muestra la variación del espesor del depósito, ha sido construido a partir de la medición de 35 secciones, ubicadas en los sectores proximal (a menos de 13,8 km del cráter), medial (entre 13,8 y 26,8 km del cráter) y distal (a más de 26,8 km del cráter) del depósito (Fig. 6).

Las isópacas definen un lóbulo de dispersión de forma elíptica, orientado hacia el ESE del cráter. El eje mayor de dispersión para las isópacas de 0,4, 0,6, 1, 1,2, 1,5, 2, 3 y 4 m, posee orientación N105° y para las isópacas 0,01, 0,1 y 0,2 m su orientación es N102°. Las dos direcciones del eje de dispersión pueden estar ligadas a las variaciones de la dirección del viento en función de la altura, o a las condiciones de impulso de salida y cambios en el cráter (forma y tamaño) durante la erupción.

En barlovento (hacia el ESE), la isópaca de 2 metros pasa a 13,8 km del cráter, la de 1 m a 22,6 km y la de 0,10 m a 42,7 km. En sentido contrario al desplazamiento del viento (sotavento), las isópacas anteriores pasan a 3,8 km, 5,9 km y 10,3 km respectivamente (Fig. 6). El área cubierta por la isópaca de 1 cm es aproximadamente 806 km².

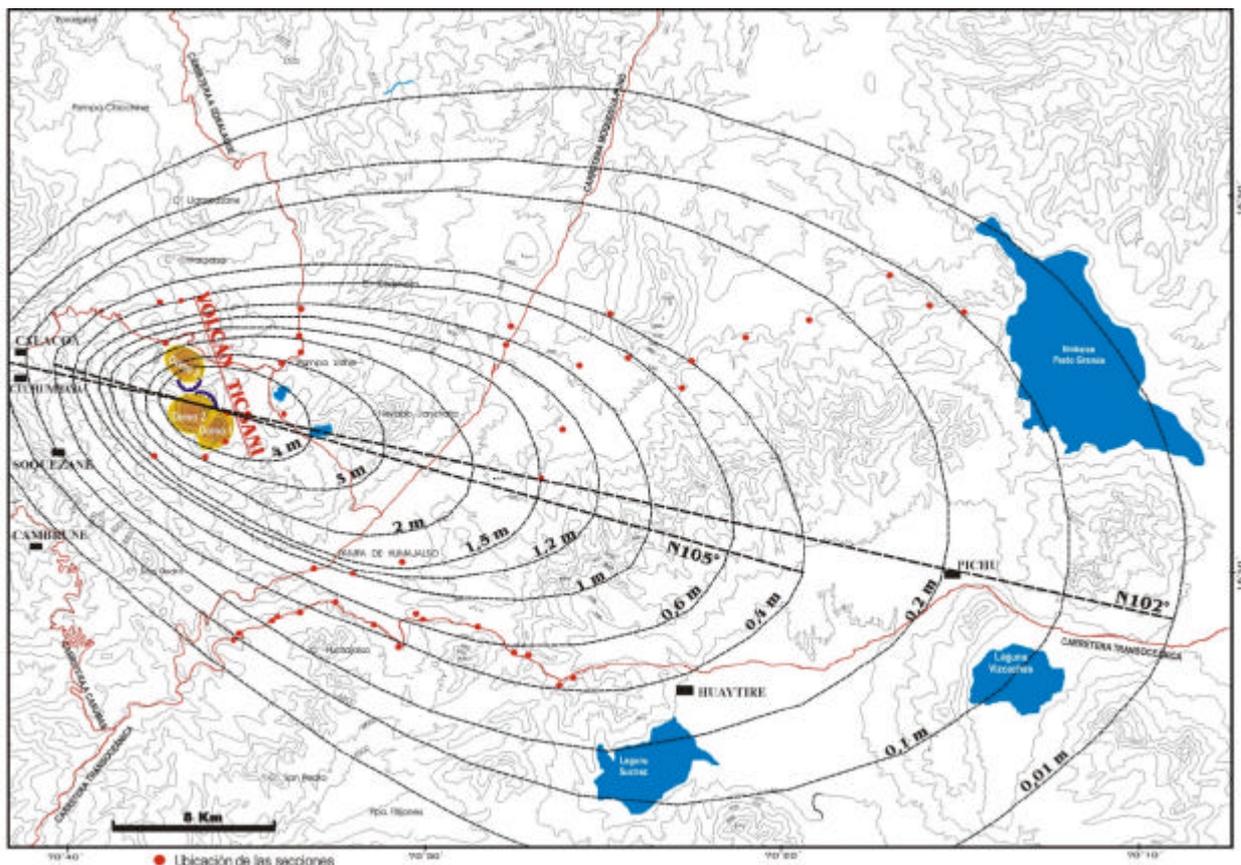


Figura 6. Mapa de isópacas del depósito de caída de pómez “Ticsani gris”, de hace poco más de 10 600 años BP. Las isópacas definen un lóbulo de dispersión hacia el ESE. Por los centros poblados de Calacoa, Cuchumbaya, Quebaya y Soquezane, pasan isópacas de 0,1 m a 0,4 m de espesor.

3.2. Análisis granulométrico y parámetros estadísticos del depósito

El análisis granulométrico ha sido realizado en base a 20 muestras, tomadas en los sectores proximal, medial y distal; así como en la base, parte media y tope del depósito. Se trabajó con tamices de diámetro 31.5, 22.4, 16, 11.2, 8, 5.6, 4, 2.8 mm (granulometría gruesa) y 2, 1.4, 1, 0.63, 0.5, 0.355, 0.25, 0.18, 0.125, 0.09, 0.063, 0.045 y 0.032 mm (granulometría fina). Las fracciones retenidas en cada malla, son pesadas en una balanza con precisión de 0,01 g. Se obtiene así la relación porcentaje en peso versus diámetro de las partículas.

Para el análisis estadístico, previamente se convierten los diámetros de las partículas expresados en milímetros (mm) a unidades ϕ . La escala ϕ se define como el negativo del logaritmo base 2 del tamaño de grano en milímetros:

$$\phi = -\text{Log}_2 N, \quad \text{donde: } N = \text{tamaño de grano en mm.}$$

Los datos obtenidos (Tablas 1a y 1b) han sido representados gráficamente en histogramas y curvas acumulativas, éstos últimos permiten determinar parámetros estadísticos granulométricos, como: medidas de tamaños (Mediana = Md) y medidas de uniformidad (Desviación Estándar Gráfica = $\phi\phi$). Ésta última nos define el índice de sorteo del depósito.

Distribución granulométrica:

La distribución granulométrica del depósito se analiza en base a los histogramas. En las abscisas de los histogramas van los diámetros de las partículas expresados en unidades ϕ y en las ordenadas los pesos expresados en porcentajes (%). Normalmente, histogramas unimodales corresponden a depósitos de caída bien sorteados y los bimodales a depósitos mal sorteados (Ejem. flujos piroclásticos). De producirse más de un proceso de transporte, este afecta los tamaños de grano y se reflejan en subpoblaciones multimodales.

En la zona proximal, el depósito de caída presenta una distribución predominantemente bimodal (Fig. 7). En la zona medial la distribución es unimodal y bimodal (Fig. 8). En el sector distal la distribución es unimodal (Fig. 9). Vemos que el sorteo (distribución unimodal) mejora hacia las zonas distales, lo que se debe a la influencia seleccionadora del viento, la densidad de las partículas y a los procesos de segregación durante la dispersión de las tefras.

Parámetros estadísticos granulométricos:

La *Mediana (Md)* según Inman (1952), es una medida de tamaño que corresponde al 50% de una población del tamaño de granos; y la *Desviación Estándar Gráfica ($\phi\phi$)*, definido por Folk (1968), tiene en cuenta la zona central y se halla por la relación: $\phi\phi = (\phi_{84} - \phi_{16}) / 2$. Los parámetros estadísticos se muestran en la Tabla 2.

La distribución de la mediana en áreas proximales varía de -3.20 a -1.59ϕ . En áreas mediales su valor va de -3.14 a -0.26ϕ y en sectores distales de 0.00 a 0.94ϕ . Se nota una mejora de la selección de los depósitos de caída en las zonas mediales a distales.

El índice de sorteo en áreas proximales varía de -1.84 a $-1.30 \phi\phi$, en áreas mediales varía de -1.64 a $-0.98 \phi\phi$ y en sectores distales va de -0.85 a $-0.60 \phi\phi$. El depósito de caída está mal sorteado en todos los sectores ($\phi\phi < 0$); aunque éste mejora conforme nos alejamos del cráter, en dirección del viento (barlovento). No se notan tendencias de la base al tope del depósito.

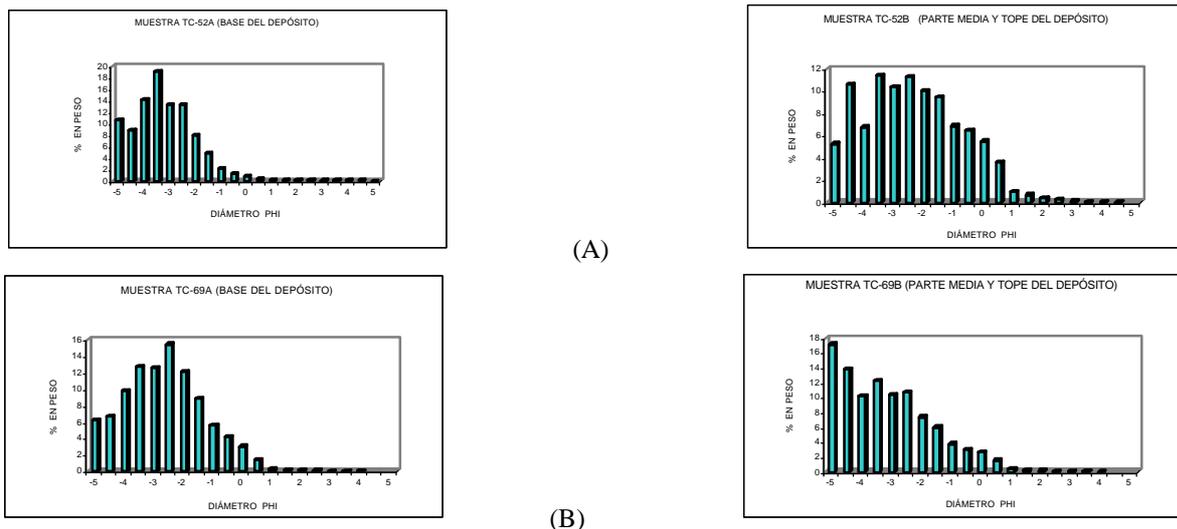


Figura 7. Histogramas de muestras tomadas en el sector proximal, a 5,6 km al E del cráter (A) y 12,5 km al SE del cráter (B). El depósito presenta una distribución bimodal, que refleja un mal sorteo en zonas cercanas al cráter.

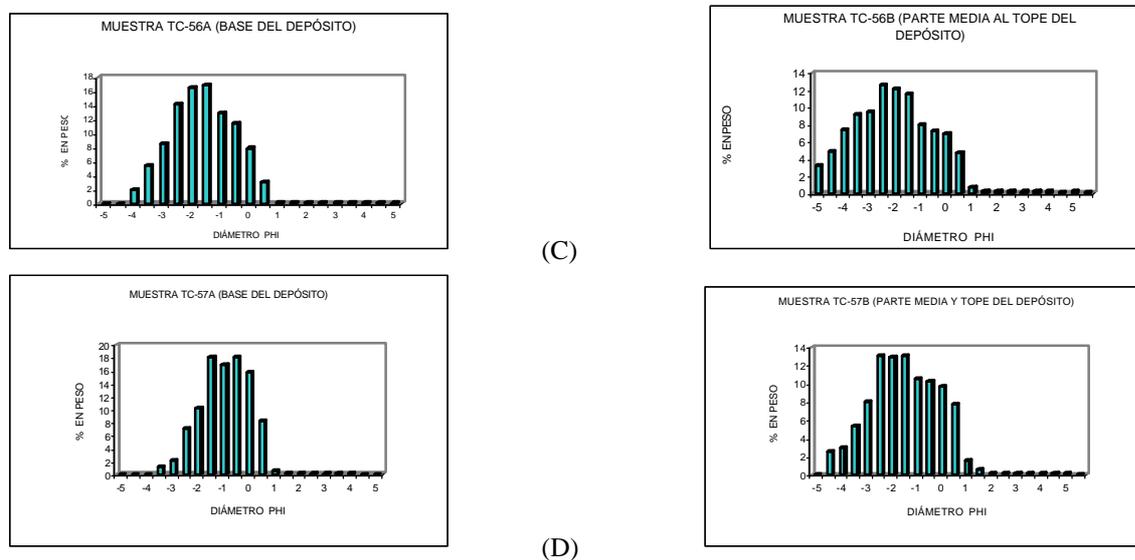


Figura 8. Histogramas de muestras tomadas en el sector medial, a 16,2 km al SE del cráter (C) y 18,5 km al SE del cráter (C). El depósito presenta una distribución bimodal y unimodal, lo que muestra una ligera mejora en el sorteo.

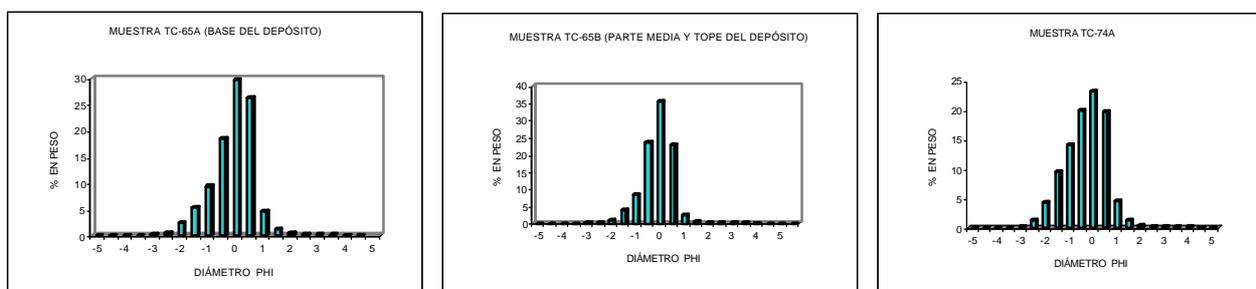


Figura 9. Histogramas de muestras tomadas en el sector distal, a 30,6 km al E del cráter (muestras TC-65A y TC-65B) y 19,3 km al E del cráter (muestra TC-74A). El depósito presenta una distribución unimodal, indica buen sorteo conforme nos alejamos del cráter. Puede deberse a la acción seleccionadora del viento, así como a la segregación de las tefras por densidad y tamaño de grano.

3.3. Análisis de los componentes litológicos del depósito de caída

El análisis ha sido realizado en base a doce muestras: cinco ubicadas en el sector proximal, cuatro en el sector medial y tres en el sector distal. Los componentes litológicos fueron estudiados en las fracciones 5.6 mm, 2.8 mm y 0.63 mm; así como en la base, parte media y tope del depósito.

Se han reconocido principalmente 3 componentes: pómez, líticos y cristales. En la fracción 0,63 mm se registra un cuarto, glomeroporfíricos, pero en poco porcentaje. Los pómez son piroclastos de baja densidad, color gris-blanquecino y textura vesicular, conforman el 71% del depósito.

Los *cristales* se originan a partir de los pómez o líticos, por fragmentación durante la erupción o el impacto; están constituidos por fragmentos monominerálicos opacos color pardo oscuro a negro (biotita, anfíboles) y translúcidos (cuarzo, plagioclasas, vidrio). Los cristales conforman el 20,1% del depósito, de ellos el 15,6% son cristales translúcidos y el 4,5% son cristales opacos.

Los *líticos* están conformados por fragmentos *lávicos cogenéticos* (poseen la misma composición que los pómez) y *líticos accesorios* (oxidados-hidrotermalizados) arrancados del conducto volcánico o del edificio "Ticasni antiguo". Los líticos constituyen el 8,4% del depósito, de ellos 6,4% son lávicos cogenéticos y 2% accesorios.

Los *glomeroporfíricos* son un conjunto de cristales unidos por una matriz cristalina. Son pedazos del domo, pulverizados durante la erupción. Solo se ha reconocido en la fracción 0,63 mm y en poca cantidad, alrededor de 3%, valor que representa menos del 1% en todo el depósito.

- *Variación de los componentes litológicos en función de su posición respecto al cráter y de su posición en el depósito de caída*

En el sector proximal los pómez constituyen el 69%, los cristales el 18% y los líticos el 13%. En este sector los pómez disminuyen de la base al tope, los cristales se incrementan hacia el tope y los líticos se incrementan en el nivel medio. En el sector medial los pómez conforman el 70,2%, los cristales el 22,3% y los líticos el 7,5%. En este sector los pómez y cristales disminuyen ligeramente hacia el tope y los líticos se incrementan hacia el tope. En el sector distal, los pómez constituyen el 76,2%, los cristales el 18,4% y los líticos el 5,4%. En este sector hacia el tope los pómez y líticos disminuyen ligeramente y los cristales se incrementan.

Resumiendo, hacia las zonas distales los pómez se incrementan y los líticos disminuyen. Los cristales y líticos, se incrementan hacia la parte media y tope del depósito, particularmente los líticos accesorios abundan en la parte media. Éstas últimas características, indican un ensanchamiento del cráter (por erosión del conducto) con el consiguiente incremento de la descarga, en la mitad y hacia el final de la erupción.

- *Variación de los componentes litológicos en función del tamaño de grano*

Los pómez predominan en la fracción 5,6 mm (de 90 a 100%). En la fracción 2,8 mm disminuye ligeramente, está entre 78% y 98%, y en la fracción 0,63 mm se halla entre 14% y 32%.

Los líticos en la fracción 5,6 mm siempre son menores a 10% (ausentes en los sectores mediales a distales). Se incrementan en la fracción 2,8 mm de 2% a 13% y en la fracción 0,63 mm se incrementan aún más de 8% a 33%. Los cristales recién asoman en la fracción 2,8 mm en porcentajes de 0,2% a 6%. En la fracción 0,63 mm, se incrementan considerablemente, los cristales translúcidos de 29% a 60% y los cristales opacos de 7% a 17%. Los glomeroporfíricos solo se encuentran en la fracción 0,63 mm (de 0,4% a 5%).

IV. PETROLOGÍA

4.1. Petrografía

El estudio petrográfico se realizó sobre 13 muestras (Foto 1). Las lavas poseen textura hipocristalina, porfirítica, vitrofídica y fluidal; la pasta representa de 40% a 45%, es vítrea y contiene microlitos de tallas menores a 200 μm ; los fenocristales están en proporción de 55% a 60%, con tallas que van de 250 μm a más de 1000 de μm (Fotos 9, 10, 11 y 12).

En las lavas del edificio “Ticsani antiguo”, los minerales más abundantes son las plagioclasas, anfíboles y biotitas, en menor proporción feldespatos potásicos y piroxenos. Las plagioclasas son subhedrales a euhedrales (tabulares), están ópticamente zonadas y poseen macla polisintética. Los anfíboles y la biotita son euhedrales, frecuentemente presentan aureolas o coronas de óxidos opacos ferro-titaníferos.

En las lavas del edificio “Ticsani moderno”, predominan fenocristales de feldespatos potásicos, plagioclasas y anfíboles; en forma restringida piroxenos, cuarzo y óxidos opacos. Los feldespatos potásicos son subhedrales a euhedrales, tabulares, con macla Karlsbad y frecuentemente con bordes corroídos. Las plagioclasas presentan macla polisintética y zonación. Los cristales de anfíboles son subhedrales a euhedrales (tabulares), mostrando secciones con formas de rombo y hexágono (Fotos 9 y 10). Los fenocristales de cuarzo son anhedrales y con formas subredondeadas, mientras que los piroxenos poseen formas subhedrales (tabulares), con inclusiones de óxidos. Los pómez poseen textura pórfido-vitrofídica y vacuolar, gran fragmentación de cristales y alto porcentaje de vesículas (35% a 45%), (Fotos 11 y 12).

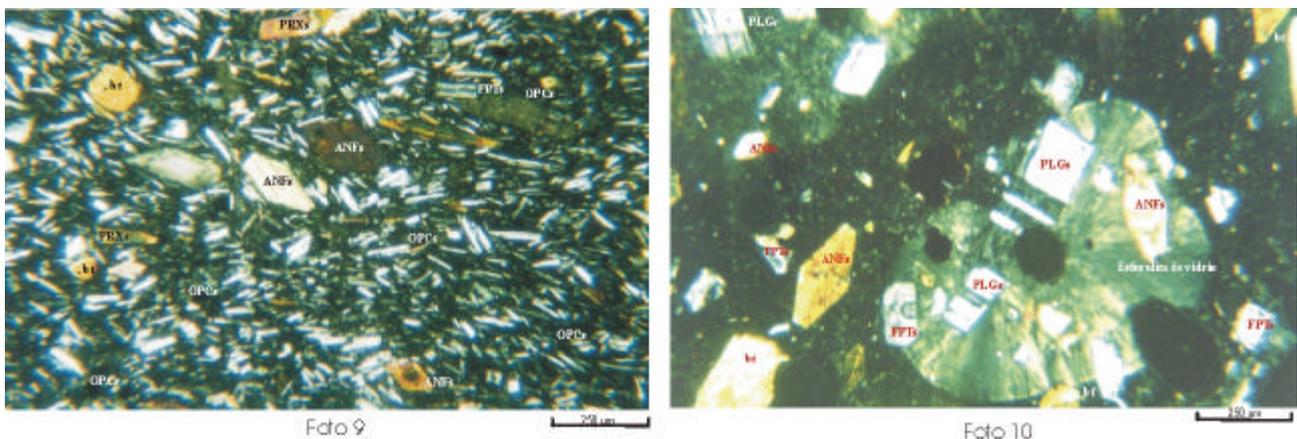


Foto 9. Muestra del domo DX: textura micro porfirítica fluidal. Microlitos de plagioclasas, feldespatos-K (sanidina) y anfíboles. Fenocristales euhedrales de anfíboles 200 μm ; subhedrales de plagioclasas, feldespatos-K, piroxenos y biotitas, de 180 a 220 μm . Opacos pseudomórficos subhedrales (Vista con nicoles cruzados y objetivo 6,3).

Foto 10. Muestra del domo D1: Esferulita de vidrio (700 μm) conteniendo fenocristales de biotita, anfíboles, feldespatos-K y plagioclasas, de 200 a 300 μm . Las plagioclasas presentan macla polisintética. Los fenocristales presentan ligera orientación, son euhedrales y se hallan en una pasta vítrea. Textura porfirítica vitrofídica (vista con nicoles cruzados y objetivo 6,3).

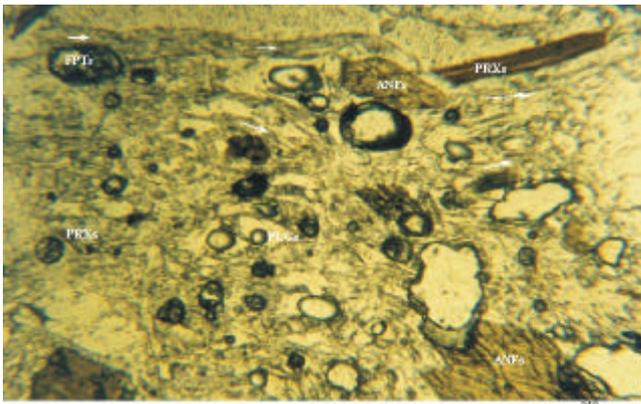


Foto 11

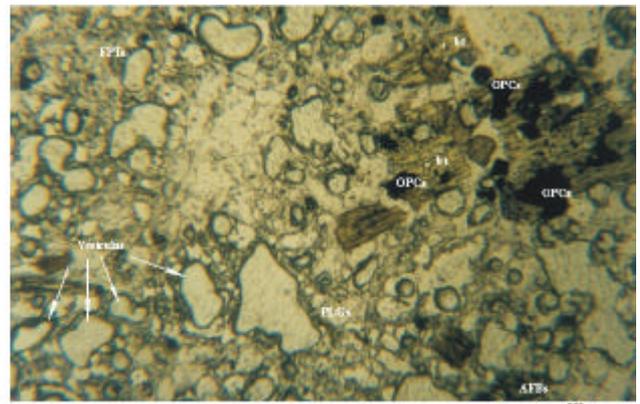


Foto 12

Foto 11. *Muestra del domo D3: Textura fluidal y vitroclástica vesicular. Fenocristales de anfíboles euhedrales y subhedrales de 200 a 350 μm ; plagioclasas, feldespatos-K y piroxenos subhedrales a anhedrales, de menos de 180 μm ; bastante fracturados. Minerales opacos en menor cantidad y tamaño, miden más de 30 μm (vistas en nícoles paralelos y objetivo 6,3).*

Foto 12. *Pómez "Ticsani gris": Presenta matriz vítrea, englobando fenocristales subhedrales de biotita (200 a 450 μm) y euhedrales de anfíboles (< 250 μm), ambos alterándose a minerales opacos. Cristales de plagioclasas subhedrales. Feldespatos y piroxenos de < 100 μm . Textura pórfido vitroclástica vesicular (vista con nícoles cruzados y objetivo 6,3).*

4.2. Geoquímica

El análisis químico se efectuó en el Geochemie Abteilung, GZG, de la universidad de Göttingen (Alemania), bajo la dirección del Dr. G. Wörner. Se analizaron 12 muestras, representativas de cada una de las unidades estratigráficas (Foto 1). Las lavas del edificio “Ticsani antiguo”, poseen porcentajes de sílice casi homogéneos (60-61 %) y una proporción de álcalis total de 6,7 % hasta 7 % (Tabla 3). Según el diagrama TAS (% sílice versus % álcalis total) de Le Bas et al (1986), las lavas corresponden a andesitas altamente potásicas (Fig. 10). Según el diagrama % K_2O versus % Na_2O de Middlemost (1975), pertenecen a la serie sódica (Fig. 11), que posiblemente se debe a contaminación durante el ascenso y/o almacenamiento del magma.

Los piroclastos y lavas del edificio “Ticsani moderno”, muestran proporciones de sílice y álcalis totales, que oscilan entre 64% a 66% y 7% a 8%, respectivamente (Tabla 3). En consecuencia, son dacitas con alto contenido de K (Fig. 10). Según el diagrama de K_2O versus Na_2O de Middlemost (1975) pertenecen a la serie potásica (Figura 11). Poseen un ligero enriquecimiento de álcalis (Na_2O+K_2O), típico en series calco-alcalinas, que provienen de una corteza continental bastante potente.

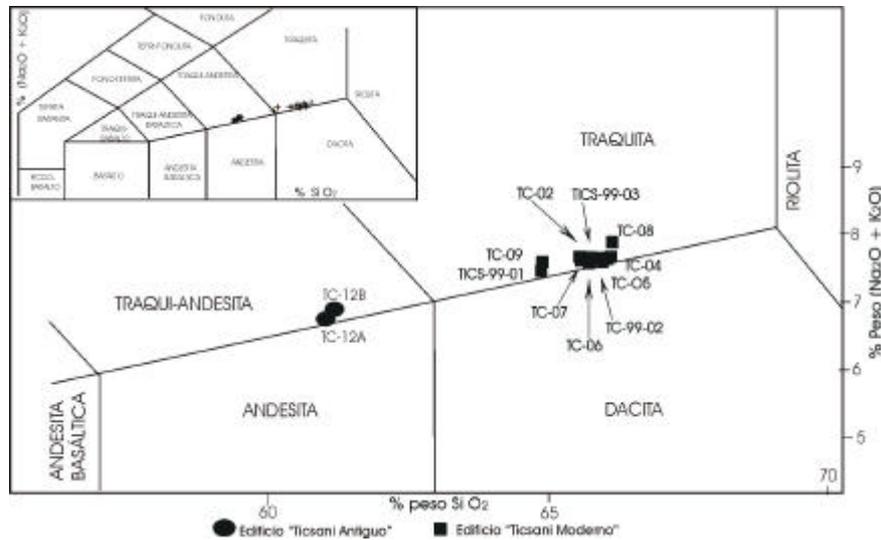


Figura 10. Clasificación química de lavas y piroclastos, usando el diagrama “TAS” (Álcalis Total versus Sílice) según Le Bas et al., 1986.

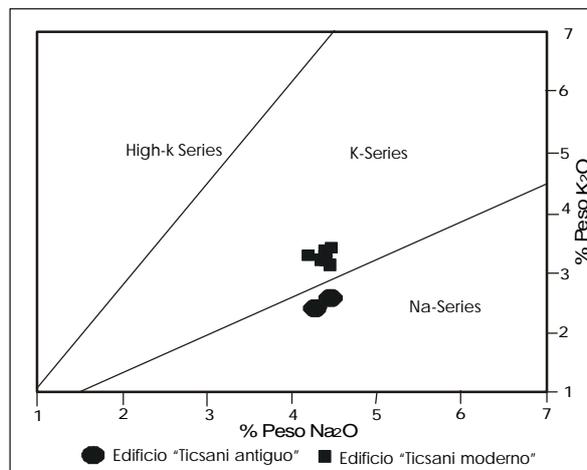


Figura 11. Diagrama K_2O vs Na_2O , de Middlemost (1975). Los productos del edificio “antiguo” pertenecen a la serie sódica, mientras que los del edificio “moderno” a la serie potásica.

a) *Geoquímica de elementos mayores*

Los resultados del análisis químico de algunos elementos mayores (Tabla N° 3), se plotearon en los diagramas de Harker (Fig. 12). Éstos muestran una correlación negativa de la sílice respecto al TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 y CaO . Por otro lado, el incremento de la sílice, va acompañado del aumento del K_2O . Los primeros minerales en cristalizar habrían sido los piroxenos, anfíboles, biotitas y plagioclasas. Simultáneamente se produce enriquecimiento del líquido residual en K_2O y SiO_2 por la cristalización tardía de los feldespatos potásicos y el cuarzo. Las correlaciones se ajustan al modelo de asimilación y cristalización fraccionada del magma (ACF), propuesto por Wilson (1989) para lavas de los Andes Centrales.

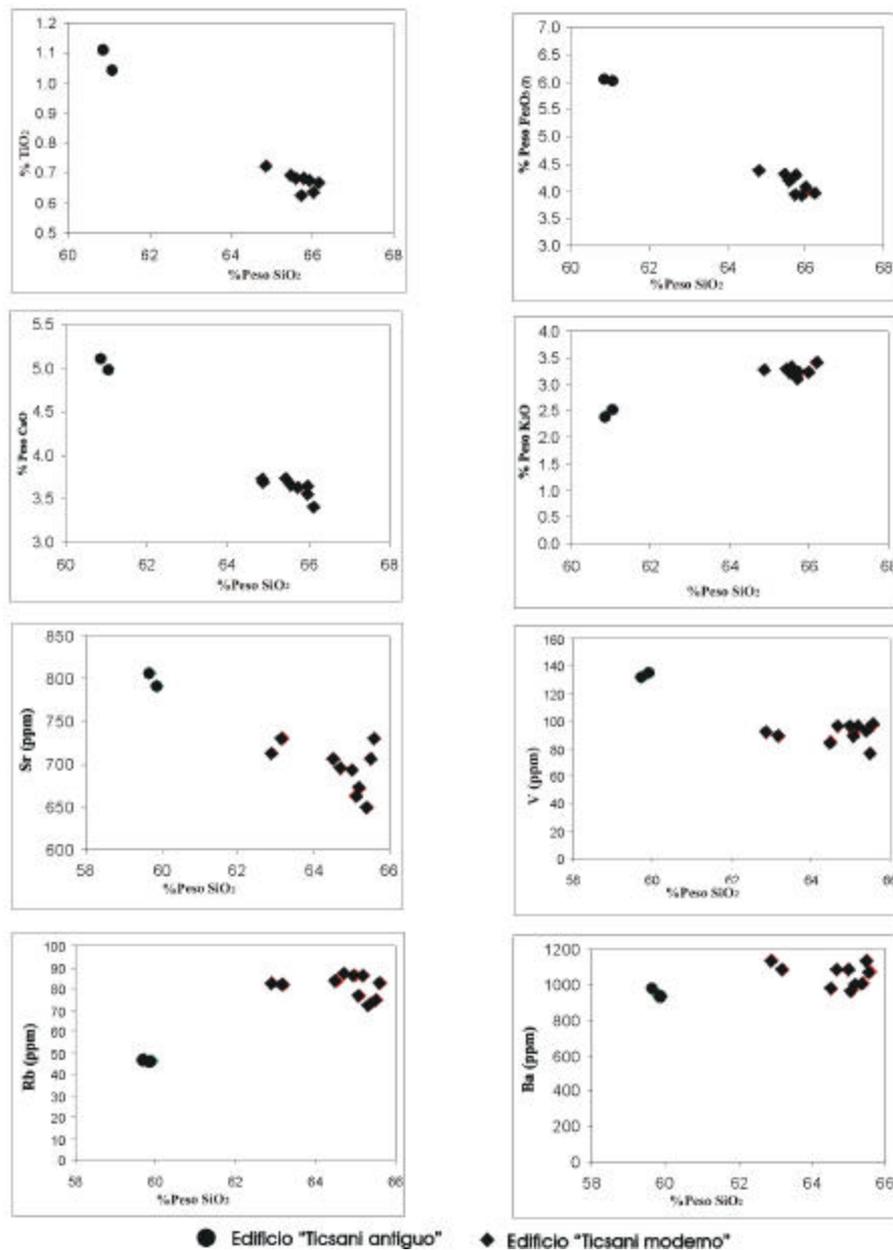


Figura 12. Diagramas de Harker, óxidos versus SiO_2 y algunos elementos trazas versus SiO_2 . La sílice tiene una correlación negativa con respecto al TiO_2 , Fe_2O_3 y CaO ; y buena correlación positiva con el K_2O .

b) Geoquímica de elementos trazas

La Tabla N° 4 muestra los resultados del análisis químico de elementos trazas. Los elementos incompatibles Rb y Ba muestran una débil correlación positiva respecto a la sílice; por otro lado, los elementos compatibles Y, Sr y V guardan una correlación negativa respecto a la sílice (Fig. 12). Se puede asignar el carácter compatible del Sr al fraccionamiento de las plagioclasas en una etapa inicial de la diferenciación. El Y es incorporado en los anfíboles. Finalmente, el V juega un rol importante en el fraccionamiento de los óxidos de Fe y Ti (opacos) en el curso de la diferenciación magmática.

El comportamiento de algunos elementos traza, evidencian una cierta característica adakítica. Esta característica es notoria por : altos contenidos de Sr (> 600 ppm), contenidos bajos de Yb (< 15 ppm), altos cocientes de $(La/Yb)_N$ (> 30) y elevadas relaciones Sr/Y (> 70); según los valores adakíticos definidos por Mahlburg-Kay (2002). La característica adakítica también es verificada en el diagrama Sr/Yb versus Yb de Drummond y Defant (1990), que se muestra en la Fig. 13.

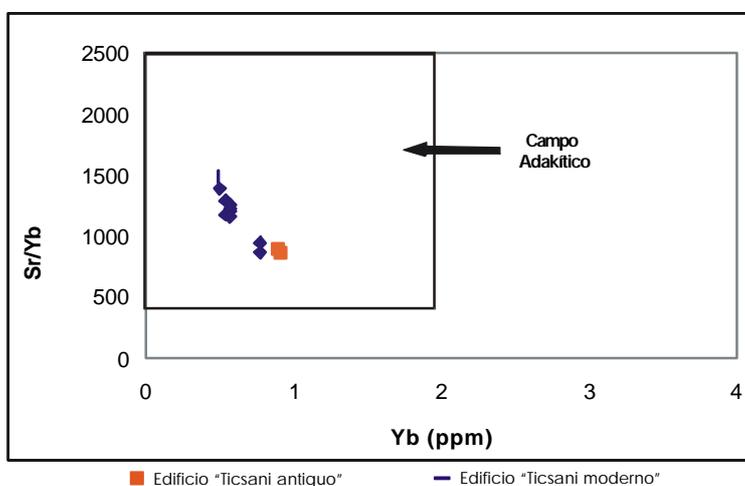


Figura 13. Diagrama discriminante de la serie adakítica y la serie calco-alcalina. Modificado de Drummond & Defant (1990).

Discusión:

Los magmas calco-alcalinos en la ZVC, se originan debido a la fusión parcial de la "cuña" del manto, metazomatizados por fluidos derivados de la deshidratación de la corteza oceánica subducida. Durante el ascenso del magma hacia las zonas altas de la corteza, se produce el complejo proceso AFC (asimilación y cristalización fraccionada), donde la diferenciación es seguida de una importante contaminación por la corteza continental; característica que es común en lavas de la ZVC (Lefèvre, 1979; James, 1982; Wilson, 1989; Feeley & Hacker, 1995). Por otro lado, el contexto geodinámico de la ZVC no es favorable para la generación de adakitas, ya que el arco volcánico se encuentra muy lejos de la fosa (200 a 250 km), la placa subducida es profunda (120 a 150 km), antigua (40 a 65 Ma) y "fría". Esto muestra que el modelo clásico de génesis de adakitas, aplicado al origen de estas lavas, por ejemplo en las Islas Aleoutianas o en Ecuador, no puede ser aplicado en la ZVC del sur del Perú.

Estudios realizados sobre varios volcanes de la ZVC, como los volcanes Payachata en Chile (Davidson et al, 1990), Ubinas (Rivera, 2000) y Misti (Legendre, 1999) en Perú, evidencian magmas calco-alcalinos con cierta característica adakítica, similar al caso de las lavas del volcán Ticsani.

Según Defant (2002), la generación de lavas (andesita y dacita) con características adakíticas en la ZVC, se puede explicar por la fusión parcial de facies de granulita y eclogita (minerales de alta presión) en la base de la corteza continental. Así mismo, la fusión parcial en la base de la corteza continental peruana asociada a magmas basálticos derivados del manto a alta presión (génesis por MASH: fusión, asimilación, almacenamiento y homogeneización, Hildreth and Moorbath, 1988), puede proveer a los magmas las características adakíticas (Mahlburg-Kay, 2002). Sin embargo, hacen falta estudios geoquímicos de elementos trazas e isótopos, a fin de clarificar el origen y evolución de magmas del volcán Ticsani.

V. PELIGROS VOLCÁNICOS

El estudio de la historia eruptiva de un volcán nos ayuda a entender el comportamiento presente, y por extrapolación prever su posible comportamiento futuro (Tilling, 1989). La evaluación de peligros del volcán Ticsani se ha realizado en función de su evolución, recurrencia de las erupciones recientes y magnitud. Éstos, a su vez, se sustentan en el cartografiado geológico-vulcanológico, la estratigrafía, las dataciones C^{14} y la caracterización petrológica y geoquímica de los depósitos. El volcán Ticsani presenta los siguientes peligros: caídas de tefras; flujos y oleadas piroclásticas; deslizamientos y/o flujos de lodo y escombros.

5.1. Peligros por caídas de tefras

En los últimos 11 000 años se registraron tres erupciones explosivas (freatomagmática y subpliniana) en el volcán Ticsani, eyectaron entre $0,015 \text{ km}^3$ y $0,4 \text{ km}^3$ de cenizas y pómez, y tuvieron Índices de Explosividad Volcánica que van de 2 a 4 (Mariño, 2002). Las áreas donde actualmente se hallan los centros poblados de Calacoa, Cuchumbaya, Quebaya y Soquezane, fueron cubiertas por tefras de 0,1 a 0,4 m de espesor (Fig. 6).

Por los antecedentes citados, un escenario muy probable es la ocurrencia de una erupción freatomagmática seguida de una sub-pliniana. En tal caso las tefras serían transportadas hacia el ENE y OSO, influenciados por las dos direcciones principales de los vientos. Se estima que podría sobrepasar fácilmente los 50 km en barlovento. Los pueblos asentados a menos de 15 km del cráter (Fig. 14) donde habitan más de 5000 personas, podrían ser cubiertos por varios decímetros de tefras. Las vías de comunicación que unen Moquegua-Puno, Ilo-Desaguadero (vía “transoceánica”) y Moquegua-Calacoa-Carumas, así como importantes obras de represamiento e irrigación (Pasto Grande, Suchez), se verían afectadas.

5.2. Peligros por flujos y oleadas piroclásticas

Se han registrado dos flujos piroclásticos de bloques y cenizas, asociados al colapso de domos durante el Holoceno, los mismos que afloran a más de 5 km del lugar del colapso (Mariño, 2002). Es probable que asociado a estos flujos se emplazaran oleadas piroclásticas y hayan alcanzado distancias mayores, debido a la erosión hoy no se registran afloramientos. Por otro lado, las tres erupciones subplinianas y/o freatomagmáticas producidas en los últimos 11 000 años, precedieron al emplazamiento de domos (D1, D2 y D3), los mismos que hoy presentan actividad fumarólica. La última erupción culminó con el emplazamiento del domo D3 hace menos de 400 años.

Por las consideraciones expuestas, otro escenario probable es la ocurrencia de una erupción peleana debido a la reactivación de uno de los domos, existiendo el peligro de emplazamiento de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, así como de oleadas piroclásticas. En tal caso los flujos piroclásticos podrían desplazarse a través de los flancos NO y SO del volcán y terminar canalizándose en las quebradas cercanas (Fig. 15). Por otro lado, las oleadas piroclásticas al

separarse del cuerpo principal de los flujos, podrían alcanzar mayores distancias, afectando inclusive los centros poblados de Soquezane, Quebaya y Calacoa.

5.3. Peligros por deslizamientos y/o flujos de lodo y escombros

Al oeste del volcán, se encuentran voluminosos depósitos de avalanchas de escombros, emplazados debido al colapso del edificio “Ticsani antiguo” (probablemente en el Pleistoceno medio). Éstos depósitos se desplazaron hacia el valle del río Tambo, recorriendo más de 44 km de la fuente (Mariño, 2002).

Los colapsos de gran magnitud, poseen una recurrencia muy baja (al menos 100 000 años o varios centenares de miles de años), por lo que se estima poco probable que ocurra nuevamente en el volcán Ticsani. Así mismo, debido a la moderada pendiente y limitada alteración de las rocas, los flancos del edificio “Ticsani moderno” tienen poca probabilidad de colapsar. Sin embargo, los depósitos de avalanchas de escombros son fácilmente erosionables y pueden generarse deslizamientos en las zonas pobladas, principalmente Calacoa, San Cristóbal y Cuchumbaya, que darían lugar a flujos de lodo y escombros a lo largo de los ríos Putina, Calacoa y Tambo (Fig. 15), destruyendo la agricultura y ganadería que se desarrollan en sus valles.

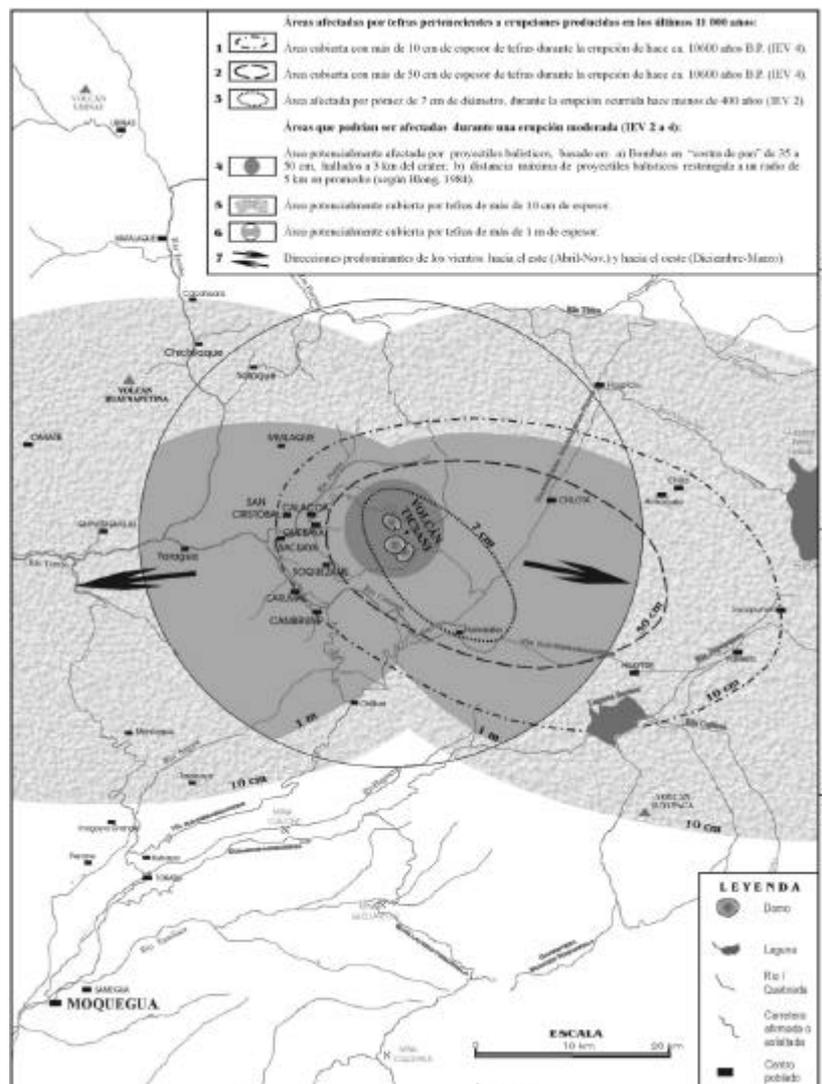


Figura 14. Mapa de zonificación de peligros volcánicos por caídas de tefras y proyectiles balísticos. Basado en la erupción sub-pliniana de hace 10 600 años B.P., la erupción freatomagmática de hace menos de 400 años y la dirección de vientos predominantes en la zona de estudio.

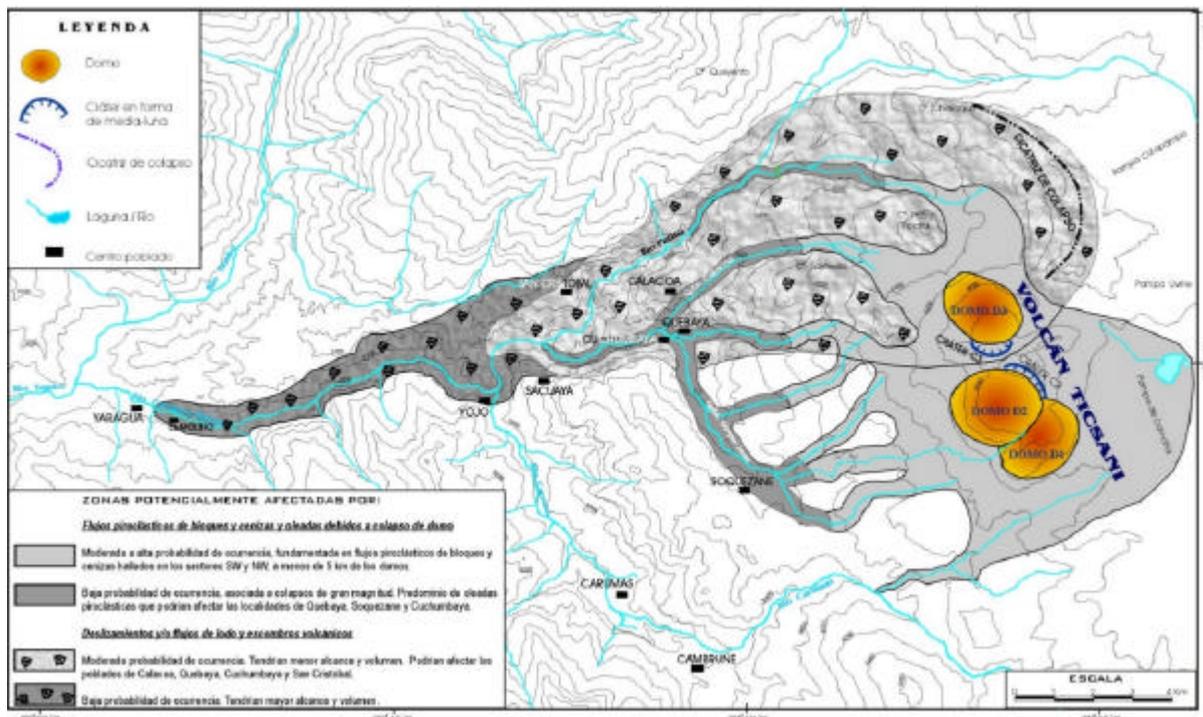


Figura 15. Mapa de zonificación de peligros volcánicos debidos a flujos y oleadas piroclásticas, generados por el colapso de domo durante una erupción peleana. Así mismo se muestran zonas que podrían ser afectadas por deslizamientos y/o flujos de lodo y escombros, a partir de los depósitos de avalanchas de escombros emplazados durante el Pleistoceno medio.

VI. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La evolución del edificio poligénico del volcán Ticsani se desarrolló en dos etapas: la primera comprendió la construcción del edificio “Ticsani antiguo” con predominio de régimen efusivo y en menor medida explosivo, culmina con el colapso del edificio y emplazamiento de depósitos de avalanchas de escombros de más de 15 km³ de volumen, durante el Pleistoceno medio. La segunda etapa, comprende la construcción del edificio “Ticsani moderno”, con predominio de erupciones explosivas y emplazamientos y destrucción de domos.

En la segunda etapa, “Ticsani moderno”, se produjo una importante erupción sub-pliniana, con Índice de Explosividad Volcánica 4, que emplazó el depósito de caída de lapilli pómez “Ticsani gris” hace poco más de 10,600 ± 80 años BP. La erupción está asociada a la apertura del cráter C2 y culmina con el emplazamiento del domo D2.

Están asociados a la formación del cráter más reciente (C3), los depósitos de caída de ceniza “Ticsani gris” y el de pómez “Ticsani pardusco”. Este último emplazado por una erupción freatomagmática, posterior al año 1600 D.C., y cuya erupción culmina con el emplazamiento del domo colada D3.

Actualmente, hay restringida actividad fumarólica. Además, existe actividad termal importante, representada por surgentes de agua y vapor, que se distribuyen al NO, E y SO del volcán, en un radio de 9 km. Destacan las fuentes termales del río Putina, la segunda zona geotermal más importante del Perú.

Las lavas del edificio “Ticsani antiguo” son andesitas y los piroclastos y lavas del edificio “Ticsani Moderno” son dacitas. Los depósitos pertenecen a un vulcanismo calco-alkalino altamente potásico, con ciertas características adakíticas evidenciadas por contenidos bajos de Yb (<15 ppm), además de altos cocientes de (La/Yb)_N (> 30) y Sr/Y (> 70).

La generación de magmas calco-alkalinos con características adakíticas en la ZVC, se puede explicar por la fusión parcial de componentes corticales (granulita y eclogita) en la base de la corteza continental (Defant, 2002). Así mismo, la génesis por MASH (fusion, asimilacion, almacenamiento y homogeneización, Hildreth and Moorbath, 1988) en la base de la corteza continental, puede proveer a los magmas las características adakíticas (Mahlburg-Kay, 2002).

Durante los últimos 11 000 años, se produjeron tres erupciones explosivas en el volcán Ticsani, cada una de ellas precedieron al emplazamiento de domos. Hace menos de 400 años se produjo la última erupción. Así mismo, se han registrado dos flujos piroclásticos de bloques y cenizas, asociados al colapso de domos durante el Holoceno. Por las consideraciones expuestas, proponemos tres escenarios eruptivos probables: erupción peleana, erupción freatomagmática y erupción sub-pliniana. Se pueden generar los siguientes peligros volcánicos:

- *Peligros por caídas de cenizas y pómez;* en el caso de una erupción freatomagmática las tefras alcanzarían pocos kilómetros alrededor del cráter (menos de 10 km). En caso de producirse una erupción sub-pliniana, las tefras serían transportadas hacia el ENE y OSO, más allá de 40 km del cráter.
- *Peligros por flujos y oleadas piroclásticas de bloques y cenizas,* debido a la reactivación y colapso de uno de los domos. Los flujos piroclásticos podrían desplazarse más de 10 km y terminar canalizándose en las quebradas situadas al O, SO y NO. Las oleadas piroclásticas cubrirían mayor área y alcanzarían los pueblos de Soquezane, Quebaya y Calacoa.
- *Peligros por deslizamientos y/o flujos de lodo y escombros,* que podrían generarse a partir de los voluminosos depósitos de avalanchas de escombros, los mismos que son fácilmente erosionables y darían lugar a deslizamientos de mediano alcance y volumen.

AGRADECIMIENTOS

El presente estudio, se ha realizado en el marco del convenio de cooperación internacional de investigación científica y técnica: “Evaluación de las amenazas y vigilancia de los volcanes activos del sur del Perú”, entre el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y el Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) de Francia, a cuyas instituciones nuestro agradecimiento. Así mismo, nuestro reconocimiento al Laboratorio Magmas et Volcans de la Universidad Blaise Pascal (Clermont Ferrand, Francia), al Laboratorio de Microscopía de la Universidad Nacional de Ingeniería (UNI) y al Laboratorio de Geoquímica (Geochemie Abteilung, GZG) de la Universidad de Göttingen (Alemania).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Chase, C.G. (1978).- Plate kinematics: The Americas, East Africa, and the rest of the world. *Earth Planet. Sci. Letters*, 37, p. 355.
- Davidson J.P., McMillon, N.J., Moorbath, S., Wörner, G., Harmon, R.S. & López E.L. (1990).- The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile) II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean Magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 105, p. 412-432.
- Dávila, J. (1998).- Volcán Huaynaputina (sur del Perú): Estudio estratigráfico y sedimentológico de las tefras y efectos de la erupción de 1600 D.C. Tesis, *Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima*, 180 p.
- Defant, M.J. (2002).- Forum, EOS, vol.83, n° 23, p. 256-257.
- De Silva S.L., Francis, P.W. (1991).- *Volcanoes of the Central Andes*. Springer-Verlag 216 p.
- Drummond, M.S. & Defant, M.J. (1990).- A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.*, 95, B13, p. 21503-21521.
- Feeley, T.C., & Hacker, M.D. (1995). Intracrustal derivation of Na-rich andesitic and dacitic magmas: an example from volcan Ollagüe, Andean Central Volcanic Zone. *Journal of Geology*, 103, p. 213-225.
- Folk, R.L. (1968).- Petrology of Sedimentary Rocks. *Austin, Hemphill Publishing Co.*, p. 44-50.
- García, W. (1979).- Geología del Cuadrángulo de Omate, Puquina, Huaytire, Mazo Cruz y Pizacoma. *INGEMMET*, Boletín N° 29, Lima.
- García, W., y Guevara, C. (1998).- Geología del Cuadrángulo de Huaytire. *INGEMMET*, mapa en versión digital, Lima.
- Hildreth W., and Moorbath S. (1988).- Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 455-489.
- Inman, D.L. (1952).- Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 22, no. 3, p. 125-245.
- James, E.D. (1982).- A combined O, Sr, Nd and Pb isotopic and trace element study of crustal contamination in central Andean lavas, I. Local geochemical variation. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 57, p. 47-62.
- Lefèvre, C. (1979).- Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (sud) du Miocène à l'actuel (zonation et petrogénèse des andésites et shoshonites). *Thèse de doctorat d'état de l'université des sciences et techniques du Languedoc*, 555 pp.
- Legendre, Ch. (1999).- Pétrogenèse du volcan "Misti Moderne" (Sud Pérou): essai de caractérisation de l'évolution pétro-géochimique et chronologique. *Mémoire d'IGAL (Institut Géologique Albert de Lapparent), France*, 88 pp.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., et Zanettin, B. (1986).- A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *J. Petrol*, Vol. 27, p. 745-750.
- Mahlburg-Kay S.M. (2002).- Andean adakites from slab melting, crustal thickening, and fore-arc subduction erosion, 5th International Symposium of Andean Geodynamics, Abstract, 405-408.
- Mariño, J. (2002).- Estudio geológico vulcanológico y evaluación de peligros del volcán Ticsani (sur del Perú). Tesis, *Universidad Nacional de Ingeniería*, Lima. 160 p.
- Middlemost, E.A (1975).- A contribution to the nomenclature and classification of volcanic rocks. *Geol. Mag.* 117, p. 7-51.
- Rivera, M. (1998).- El volcán Ubinas (sur del Perú): Geología, historia eruptiva y evaluación de las amenazas volcánicas actuales. Tesis, *Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima*, 123 p.
- Rivera, M. (2000).- Genèse et evolution pétrologique des magmas émis durant l'histoire eruptive récente du volcan Ubinas (Pérou meridional) : contribution à l'évaluation de aléas

volcaniques. Diplôme D.E.A. volcanologie, *Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II*, 60 p.

Thouret, J.-C., Dávila, J., Juvigné, E., and Gourgaud, A., 2002. Reconstruction of the AD 1600 eruption of Huaynaputina volcano, Peru, based on geologic evidence and early Spanish chronicles. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 115, 3-4, 529-570.

Tilling, R. (1989).- Short course in geology: Vol. I – Volcanic Hazards – Short course, *28th International Geological Congress, Washington D.C.*, 107 p.

Wilson M. (1989).- *Igneous Petrology - a global tectonic approach*, Chapman & Hall London, Weinheim, New York, 466 p.

Wörner, G., López, L., Moorbath, S., Horn, S., Entenmann, J., Harmon, R., Davidson, J. (1992).- Variaciones geoquímicas, locales y regionales, en el frente volcánico Cuaternario de los Andes Centrales (17°30' – 22°00'S), Norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 19, N° 1, p. 37-56.