

L'éruption explosive de 1600 au Huaynaputina (Pérou), la plus volumineuse de l'histoire dans les Andes centrales

The largest explosive eruption (VEI 6) in historical times (1600 AD) in the Central Andes at Huaynaputina, Southern Peru

Jean-Claude THOURET¹, Jasmine DÁVILA², Marco RIVERA², Alain GOURGAUD³, Jean-Philippe EISSEN⁴, Jean-Luc LE PENNEC³ et Étienne JUVIGNÉ⁵

¹ Instituto Geofísico del Perú, ORSTOM (GP 22), Calle Calatrava 216, Urb. Camino Real, La Molina, Lima 100; Pérou (et CRV, Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, France);

² Instituto Geofísico del Perú et Universidad Mayor de San Marcos, Lima, Perú;

³ CRV, Université Blaise-Pascal, 63000 Clermont-Ferrand, France;

⁴ ORSTOM Centre de Brest, 29280 Plouzané, France;

⁵ Université d'État à Liège, Sart Tilman, 4600 Liège, Belgique

RÉSUMÉ

Le Huaynaputina (Pérou méridional) comprend trois cratères au fond d'une caldeira d'avalanche éventrant un strato-volcan érodé, situé sur le rebord est d'un haut plateau. Il a été le site de la plus volumineuse éruption explosive (indice d'explosivité volcanique : 6) de l'histoire dans les Andes centrales. L'épisode éruptif débuta le 19 février 1600, dura au moins 17 jours et mit en place, dans l'ordre stratigraphique : une retombée plinienne d'environ 8 km³ de lapilli ponceux et cendres dacitiques sur une zone $\geq 85\,000$ km²; plusieurs retombées mineures de cendres; des déferlantes pyroclastiques précédant et intercalées dans des ignimbrites de 1 km³ environ, celles-ci étant canalisées dans toutes les vallées drainant le haut plateau; une retombée de cendres co-ignimbritiques; une retombée très riche en cristaux, puis un dépôt cendreux. En outre, d'autres ignimbrites résultent du remaniement des téphras sur le plateau et dans les vallées; des coulées de débris ont dévasté la vallée du Tambo sur 120 km jusqu'à l'océan Pacifique.

Mots clés : Pérou, Huaynaputina, Éruption, 1600 AD, Plinien, Ignimbrite, Effet climatique

ABSTRACT

Huaynaputina comprises three vents on the floor of an avalanche caldera open in a deeply eroded stratovolcano located on the eastern edge of a high volcanic plateau. The eruption started on 19 February 1600, lasted at least 17 days and emplaced: (1) a widespread ($\geq 85\,000$ km²) pumice-fall deposit about 8 km³ in volume; (2) several thin ash-fall layers; (4) ignimbrites ca. 1 km³ in volume with proximal lag breccia on the caldera's flanks; (3) pyroclastic-surge deposits; (5) a probable co-ignimbrite ash; (6) a crystal-rich air-fall deposit; (7) a late ash-fall deposit. In addition, secondary ignimbrites, mostly channeled, removed the newly-erupted tephra in the valleys that drain the high plateau. Destructive debris flows swept down the canyon of Tambo river as far as 120 km to the Pacific Ocean.

Keywords: Peru, Huaynaputina, Eruption, 1600 AD, Plinian, Ignimbrite, Impact

Abridged version (see p. 937)

Note présentée par Jean Dercourt

Note remise le 27 janvier 1997, acceptée après révision le 18 août 1997

I. Introduction

Le Huaynaputina est l'un des sept volcans actifs du Sud du Pérou, dans la zone volcanique des Andes centrales, à 75 km à l'ESE d'Arequipa (16°37'S, 70°51'W; figure 1; de Silva et Francis, 1991). Situé au sud-est d'un haut plateau de laves et d'ignimbrites néogènes à quaternaires, qui recouvre sur à peine 500 m d'épaisseur le substratum d'âge Mésozoïque, le Huaynaputina n'a pas une morphologie typique de strato-volcan. Trois cratères en forme d'entonnoir ont percé le plancher (4 200 m) d'une caldeira d'avalanche de 2,5 x 1,5 km, dominant le canyon du Rio Tambo situé à 6 km à l'est et à 2,3 km en contrebas. Celle-ci devait être formée avant l'éruption de 1600, car elle avait éventré un strato-volcan érodé et surbaissé sur le rebord du haut plateau (figure 1).

II. L'éruption plinienne de 1600

L'éruption du Huaynaputina en 1600 fut la plus volumineuse (indice d'explosivité volcanique : 6) de l'histoire dans les Andes centrales (Gonzales-Ferrán, 1990; Thouret et al., 1996). La retombée ponceuse a recouvert au moins 85 000 km² et atteint 500 km vers l'WNW le long de la côte Pacifique. Les chroniques mentionnent une retombée cendreuse à Ica (600 km à l'WNW), Cuzco (350 km au nord), Potosi (325 km à l'est en Bolivie) et Arica (200 km au sud au Chili). L'éruption plinienne fit plus de 1 500 victimes, ensevelit au moins sept villages et bouleversa la vie et les paysages dans un rayon de 60 km. Enfin, des coulées de débris ont dévasté le canyon du Tambo sur 120 km, jusqu'à l'océan Pacifique (Vásquez de Espinosa, 1942; Mateos, 1944; Barriga, 1951; Navarro, 1994). La famine et les maladies ont décimé ou appauvri la population des régions d'Arequipa et de Moquegua durant plusieurs années après la catastrophe.

D'après les archives, l'éruption commença le 19 février, après 4 jours d'activité sismique intense et dura jusqu'au 6 mars. Des retombées répétées, des écoulements pyroclastiques et des séismes dévastèrent la région d'Omate dans un cercle de 20 à 40 km autour des cratères, ainsi que la ville d'Arequipa, distante de 75 km. D'après les récits de témoins, on dénombre neuf phases distinctes dans l'éruption. La phase plinienne dura environ 19 heures (du 19 février vers 17 h au 20 février à midi) et ≤ 25 cm de cendres retombèrent sur Arequipa. Les trois épisodes suivants, du 20 au 22 février, furent caractérisés par l'obscurité, des éclairs, des retombées et des séismes. Succédant à un répit apparent, l'intensité de l'éruption s'accrut du 24 au 27 février, des séismes détruisant la cathédrale d'Arequipa. Quatre épisodes éruptifs survinrent les 28, 29 février et les 1^{er} et 2 mars. Enfin, des chutes de cendres intermittentes continuèrent jusqu'au 6 mars, mais le ciel demeura voilé jusqu'au 2 avril. Certains récits font état de poussières dans l'air pendant 9 mois après l'éruption (Mateos, 1944; Ocaña, 1969).

III. Stratigraphie des dépôts

Le volume approximatif des téphras est estimé à 9 km³. Il englobe : une retombée de ponces de 8 km³ environ sur une zone ≥ 85 000 km²; plusieurs couches fines de cendres; des ignimbrites d'environ 1 km³, avec des *lag breccia* proximales; des dépôts de déferlantes pyroclastiques; une retombée de cendre probablement co-ignimbritique; une retombée riche en cristaux; des ignimbrites secondaires et un dépôt de cendres terminal.

La retombée plinienne dessine un lobe très étendu (axe ≥ 500 km) vers l'ouest, le sud-ouest et le nord-ouest (figure 2). Les dépôts proximaux massifs de la retombée (9 m sur le rebord de la caldeira; figure 3, logs 1,6) sont constitués de lapilli ponceux, avec une proportion mineure de cristaux et fragments lithiques. Le dépôt est d'abord inversement, puis normalement granoclassé et très grossièrement stratifié dans sa moitié supérieure. La base du dépôt renferme des blocs et des lapilli lithiques oxydés et hydrothermalisés; des lits métriques riches en blocs lithiques sont récurrents dans la moitié supérieure. Le sommet contient des lapilli fins ponceux et de la cendre. Les lapilli ponceux blancs, de composition dacitique, sont presque aphyriques, légèrement fibreux et souvent allongés. Les lapilli lithiques dispersés, décroissant vers le toit du dépôt, sont en majorité des fragments oxydés, hydrothermalisés ou fumerolisés, arrachés au substrat volcanosédimentaire, avec une minorité de xénolithes de lave.

Les dépôts distaux massifs (figure 3, logs 6-7) sont constitués de lapilli ponceux inversement granoclassés, qui passent à des lapilli ponceux, des cendres grossières, ponceuses et des cristaux, normalement granoclassés. La proportion de fragments lithiques, souvent oxydés, demeure discrète. Celle des cristaux augmente avec la distance, au détriment des ponces, tandis que la quantité et la taille des lapilli lithiques diminuent très rapidement. Le dépôt de retombée ponceuse apparaît bien trié (0,5-2 φ), mais la médiane de 0 à 2 φ reflète l'abondance de lapilli ponceux mêlés aux cendres grossières. La retombée renferme surtout des ponces peu vésiculées, des cristaux libres de plagioclase, quartz, amphibole brune ou verte et biotite et une minorité d'opaques, ainsi que de rares lapilli xénolithiques.

Plusieurs couches millimétriques à centimétriques de cendres ocre, totalisant 5 à 10 cm d'épaisseur, coiffent le dépôt de la retombée ponceuse. Y alternent des cendres grossières, un peu de lapilli fins et des cendres fines, dont les lits montrent des laminations et des ondulations dans les coupes proximales (≤ 15 km) à médianes (≤ 50 km).

Les dépôts d'écoulements pyroclastiques sont préservés sur le haut plateau et dans toutes les vallées radiales. Les ignimbrites proximales comptent deux unités épaisses de 3 à 5 m, composées de lapilli ponceux dans une matrice cendreuse, avec des bombes phréatomagmatiques et blocs juvéniles vitreux dans l'unité inférieure (figure 3, log 2). Dans un rayon de 1,5 km autour de la caldeira, des

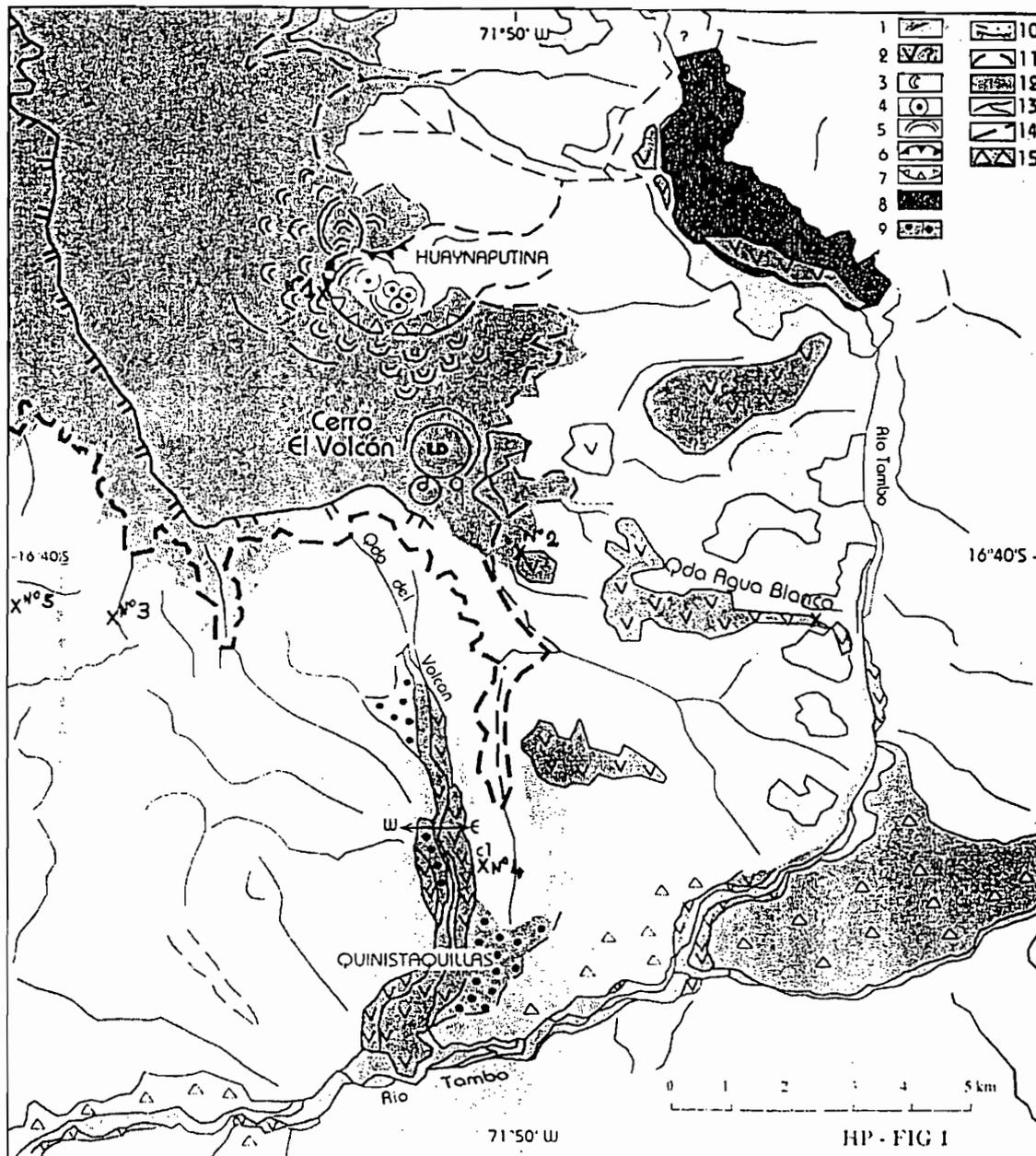


Figure 1. Carte schématique de la région du volcan Huaynaputina, des formes et des dépôts liés à l'éruption de 1600 (d'après une scène SPOT de 1991). **Dépôts et formes de 1600 AD** : 1. Dépôt de retombée ponceuse, épaisseur : ≥ 2 m (a) ; < 2 m (b). 2. Ignimbrite (dépôt pyroclastique riche en ponces), généralement canalisée (? = là où supposée). 3. Méga-dunes de dépôts de *lag breccia*. 4. Events de 1600 et 1667 AD. 5. Fractures concentriques liées à un effondrement partiel. 6. Cicatrice fraîche de l'avalanche de débris. **Formes et dépôts pré-1600** : 7. Cicatrice de la caldeira d'avalanche pré-1600. LD : dôme exogène du Cerro El Volcan ; d : dômes ou extrusions recoupés par la caldeira d'avalanche. 8. Dépôt d'avalanche de débris pré-1600 (limites en tiretés = supposé). 9. Dépôt pyroclastique de blocs et cendres. 10. Limite des épanchements de lave et ignimbritiques quaternaires du haut-plateau volcanique (tiretés = supposée). 11. Cicatrice semi-circulaire de glissement de terrain. 12. Plaine alluviale et terrasses. 13. Crête dans le substratum volcano-sédimentaire plissé d'âge Mésozoïque. 14. Fracture. 15. Dépôt d'avalanche de débris provenant du volcan Ticsani situé à l'est. x = sites des coupes de la figure 3. Cl : Calicanto (village enseveli).

Schematic map of the area of the Huaynaputina volcano and related volcanic deposits and features (based on one SPOT satellite image, 1991). **1600 AD deposits**: 1. Pumice fall deposit, thickness ≥ 2 m (a); < 2 m (b). 2. Pumice-rich ignimbrite. 3. Lag breccia. 4. 1600 and 1667 vents. 5. Concentric faults. 6. Debris avalanche headwall. **Pre-1600 deposits**: 7. Pre-1600 debris avalanche headwall. LD: Cerro el Volcan dome; d: domes cut by the avalanche caldera. 8. Debris avalanche deposit. 9. Block-and-ash deposit. 10. Limit of Quaternary lava flow and ignimbrite. 11. Semicircular headwall of landslide. 12. Alluvial plain and river terraces. 13. Ridge in folded Mesozoic basement. 14. Fault. 15. Debris avalanche deposit from Ticsani volcano. x = cross section locations in figure 3. Cl: buried village of Calicanto.

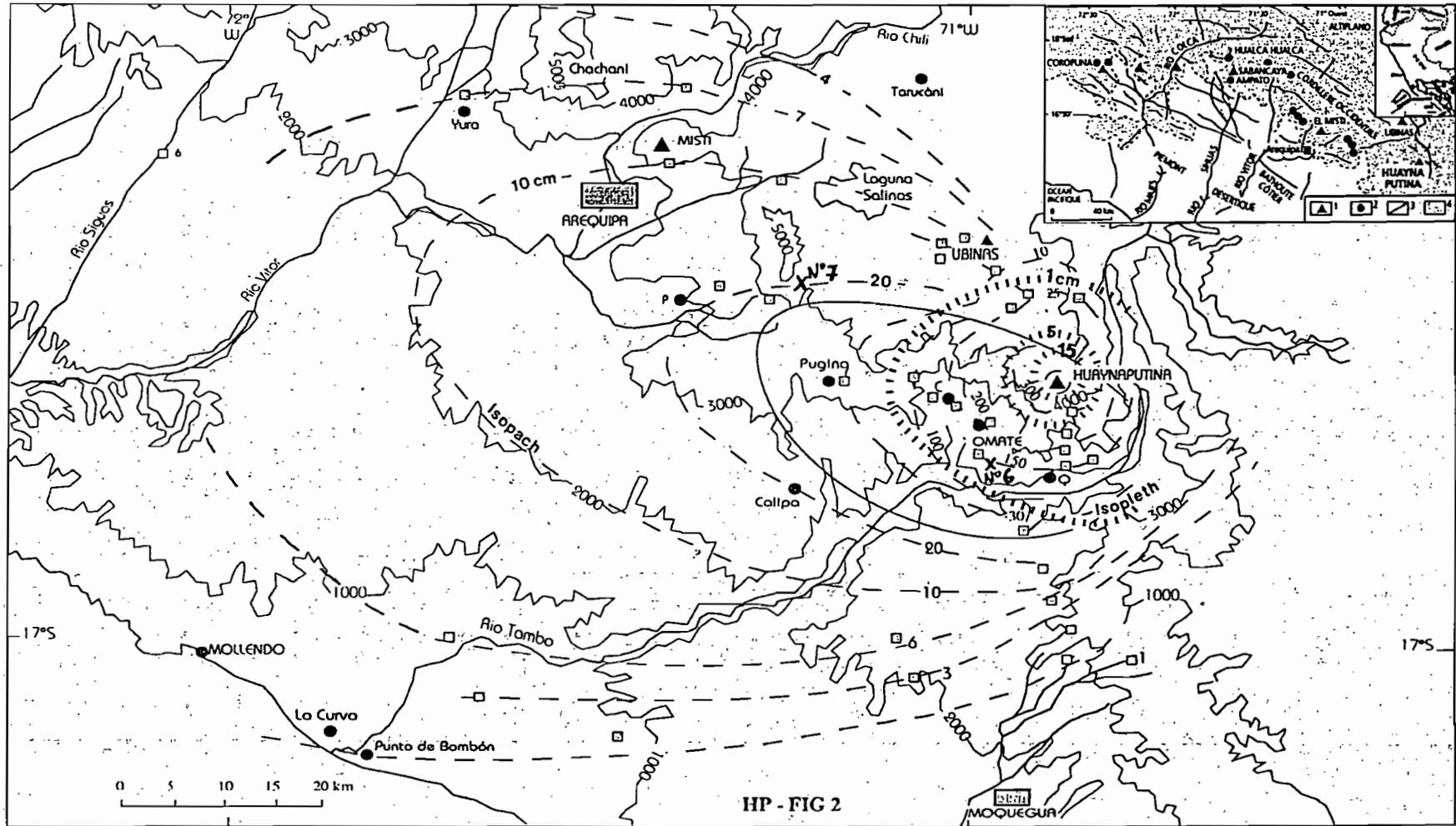


Figure 2. Carte schématique montrant la zone couverte par la retombée plinienne du 19-20 février 1600 (encadré : Huaynaputina et zone volcanique centrale au sud du Pérou. 1. Volcan pléistocène. 2. Ville. 3. Faille principale. 4. Cordillère occidentale). Isopaques de la retombée, épaisseur en cm. Isoplèthes des fragments lithiques, diamètre en cm. Petits carrés : sites des mesures (données préliminaires 1995-1996).

Sketch map showing the approximate area covered by the 19-20 February 1600 AD Plinian fallout (inset: Huaynaputina in the Central Andean Volcanic Zone 1. Pleistocene volcano. 2. City. 3. Main fault; 4. Western cordillera). Isopachs of the tephra-fall deposit, thickness in cm. Isopleths of the lithic fragments, diameter in cm. Small squares are measured sections (preliminary data, 1995 and 1996).

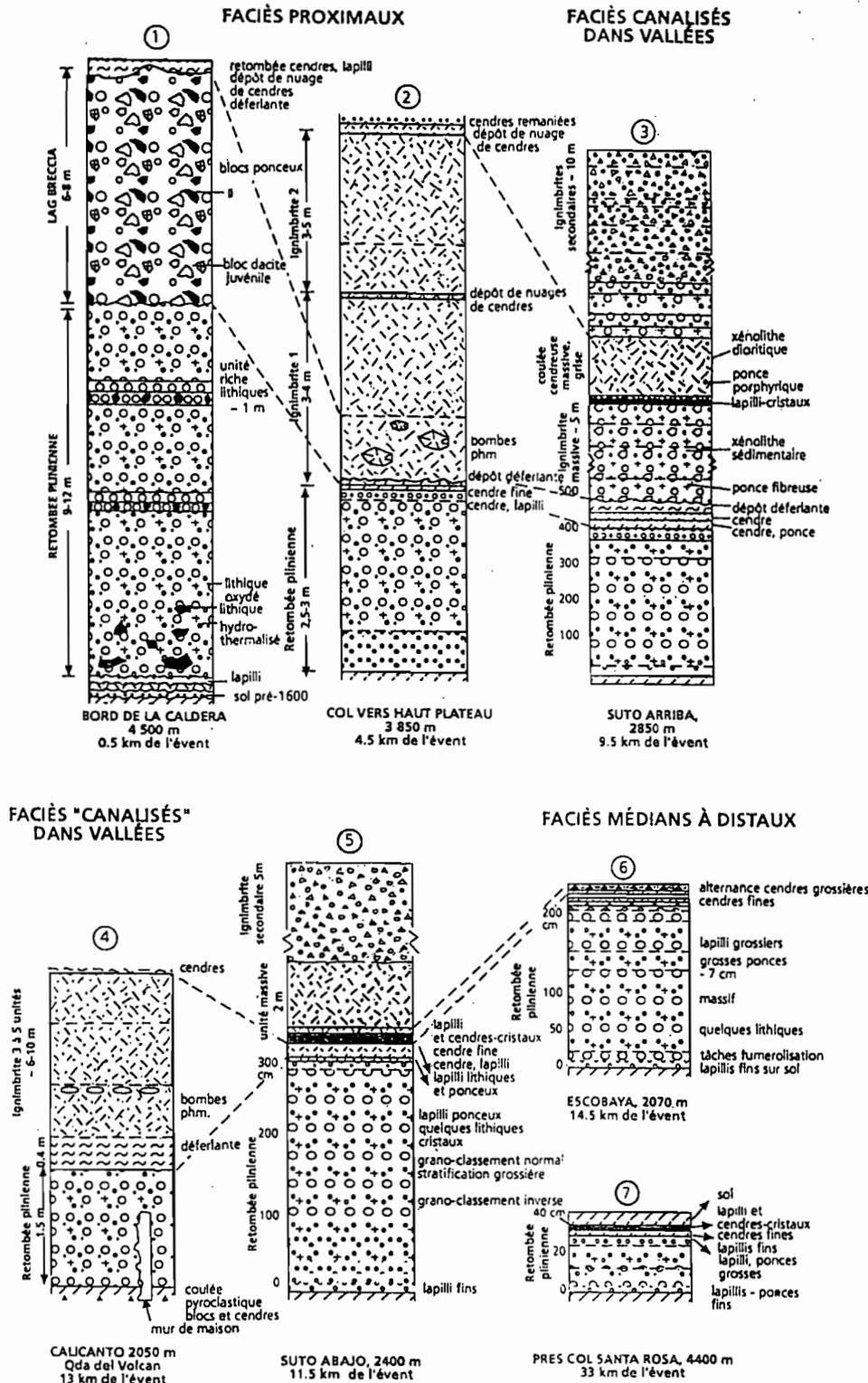


Figure 3. Coupes stratigraphiques des dépôts éruptifs de l'éruption de 1600. Lithiques : fragments denses à peu vésiculés, soit accidentels (laves du strato-volcan et du plateau), soit accessoires (roches volcano-sédimentaires et intrusives du substratum). Pré-1600 : cendres, lapilli ponceux remaniés et débris végétaux dans le sol. Bombes phm : phreatomagmatiques. Ignimbrite : dépôts d'écoulements pyroclastiques riches en ponce. Mur d'une maison : dans village de Calicanto enseveli sous la retombée, les déferlantes et une ignimbrite, rive gauche vallée del Volcán (Cl sur figure 1).

Measured stratigraphic sections of the 1600 AD eruptive deposits. Lithics: dense and poorly vesiculated fragments from volcano or basement. Pre-1600: ash, reworked pumice and remains of vegetation. phm: phreatomagmatiques. Ignimbrite: pumice-rich pyroclastic flow deposit. Wall house: in buried village of Calicanto, a wall is covered by surge and Ignimbrite deposits.

dunes longues de 30 à 50 m et épaisses de 2 à 5 m émergent du manteau de téphras sur le plateau (figure 2). Leur matériau bréchique consiste en de gros blocs lithiques (roches intrusives et volcano-sédimentaires, laves du strato-volcan et des dômes préexistants) et blocs ponceux porphyriques. Ce dépôt est interprété comme une *lag breccia* proximale. Lorsqu'elles sont canalisées dans des vallées à 15-20 km de la source (Tambo, El Volcán), les ignimbrites non soudées, épaisses de 6 à 10 m, comprennent trois à six unités de cendres et ponces (figure 3, log 4). Les ponces et les lithiques montrent un granoclassement inverse, tandis que le pourcentage de lithiques diminue de la base au sommet de la séquence des ignimbrites.

Des dépôts de cendres et lapilli de 0,4 à 3 m d'épaisseur, avec antidunes de 5 à 20 m de longueur d'onde, stratifications entrecroisées et lapilli accrétionnés, sont situés sous ou intercalés dans les ignimbrites des vallées du Rio Tambo et ses affluents (El Volcán, Agua Blanca : figure 3, logs 4 et 5). Ces dépôts sont attribués à des déferlantes pyroclastiques phréato-magmatiques qui ont précédé (et alterné avec) les écoulements responsables de la mise en place des ignimbrites.

Une couche de cendres de quelques centimètres d'épaisseur et massive affleure dans les coupes médianes (de 20 à 50 km de distance des événements) en dehors des zones atteintes par les ignimbrites. Cette unité s'intercale entre les couches de cendres ocre (dépôt n° 3) et le dépôt n° 6. Son épaisseur et la taille de ses grains augmentent en direction des vallées contenant les ignimbrites canalisées. Il s'agit probablement d'une retombée de cendre co-ignimbritique.

Un dépôt gris constitué de cristaux de plagioclase, quartz, amphibole, biotite et opaques surmonte soit les couches de cendres ocre, soit les ignimbrites canalisées dans les vallées. Cette unité, épaisse de 20 à 30 cm dans les coupes proximales, est subdivisée en deux couches séparées par un lit millimétrique de cendre fine. Elle recouvre en grande partie la surface drapée par la retombée plinienne vers l'ouest (figure 3, log 7) et demeure distincte jusqu'à 250 km des cratères.

Une couche de cendres grossières et meubles, épaisse de 10 à 20 cm et mélangée à un sol jeune ou une colluvion, coiffe la séquence pyroclastique dans les coupes proximales à médianes.

D'autres dépôts d'écoulements pyroclastiques recouvrent les ignimbrites et la retombée riche en cristaux. De quelques mètres d'épaisseur sur les rebords abrupts du haut plateau, ils atteignent 10 à 20 m là où ils sont canalisés dans les vallées radiales, jusqu'à 15 km du cratère (figure 3, logs 3 et 6). Le dépôt inférieur, massif, épais de 2 m de lapilli ponceux et de cendres, est surmonté de plusieurs bancs de 1 m d'épaisseur, séparés par des lentilles de ponces subhorizontales. Ces bancs formés d'un mélange de cendres, lapilli ponceux et de blocs lithiques volcaniques ou originaires du substratum, sont des dépôts d'ignimbrite remaniée, dite secondaire.

Pétrologie des produits éruptifs

La lave de l'éruption est une dacite riche en K_2O de la série calco-alcaline potassique (Gourgaud et al., 1995). Le cortège minéralogique regroupe plagioclase, biotite, hornblende, magnétite et ilménite. Trois compositions différentes coexistent : la dacite de la retombée plinienne est moins riche en silice (63,6 % SiO_2 en moyenne), plus riche en magnésium (1,85 % MgO) et contient seulement une population de plagioclases (An30-60). L'ignimbrite dacitique est plus riche en silice (65,2 % SiO_2 en moyenne), moins riches en magnésium (1,72 % MgO) et contient deux populations de plagioclases (An30-40 et 45-60). Quelques plagioclases sont zonés, le cœur étant plus calcique (An70) que le bord (< An55). La dacite de la retombée riche en cristaux est plus riche en silice, mais plus pauvre en magnésium. Nous interprétons ces observations comme des indices d'une vidange de chambre magmatique dacitique légèrement zonée.

IV. Discussion et interprétation

Phénomènes et produits éruptifs

La phase initiale, plinienne, du 19 au 20 février 1600 a produit, en 19 heures environ, la retombée ponceuse. Les éruptions du 20 au 22 février auraient mis en place les minces couches de cendres qui surmontent le dépôt plinien. Nous interprétons la mise en place des ignimbrites et des *lag breccia* (1 km³), précédées et accompagnées de déferlantes pyroclastiques, comme le résultat de l'accroissement de l'activité explosive, observé entre le 24 et le 27 février. Une explosion violente et brève, probablement entre le 28 février et le 2 mars, a délivré la retombée riche en cristaux qui a recouvert, vers l'ouest, une superficie similaire à celle drapée par la retombée ponceuse.

La mise en place des ignimbrites secondaires, remobilisant les téphras déposées sur toutes les pentes raides, peut rendre compte des chutes de cendres qui se produisirent entre le 29 février et le 6 mars. Le faciès et l'épaisseur des ignimbrites remaniées sur les rebords du haut plateau et dans les chenaux raides des vallées montrent que l'accumulation des téphras a été contrôlée par la topographie. Cette remobilisation a probablement duré des semaines, ce qui explique la persistance de la poussière dans l'atmosphère 2 mois après l'éruption. La dernière couche de cendres au sommet de la séquence a été déposée dans les premiers jours de mars 1600, ou lors de la petite éruption de 1667 (Simkin et Siebert, 1994).

Signification de l'éruption de 1600

D'après les données de terrain disponibles, l'édifice pré-1600 fut probablement pulvérisé durant l'épisode éruptif. Le strato-volcan était déjà éventré par une caldeira en forme de fer à cheval et surbaissé : le mur nord de la caldeira était découpé dans un dôme et la paroi occidentale dans d'épais dépôts pyroclastiques riches en blocs, suggérant la mise en place préalable de dômes dans ce strato-volcan (cf. Cerro Volcan au sud-est, figure 1).

L'éruption de 1600 a entraîné la formation du système d'évents emboîtés et petits cônes de téphras, ainsi que l'effondrement partiel du mur nord de la caldeira. En outre, des écoulements pyroclastiques riches en ponces et des écroulements de la paroi septentrionale de la caldeira ont rempli le canyon supérieur du Rio Tambo qui, d'après les récits, a été barré durant au moins 28 heures, formant deux lacs temporaires de 16 et 28 km de long. Postérieurement, leur rupture catastrophique a généré des coulées de débris volumineuses qui ont dévasté la vallée du Tambo sur 120 km jusqu'à l'océan Pacifique. Certains lahars étaient chauds à cause des téphras mélangées à l'eau, car les témoignages rapportent que « les poissons ont été cuits » (Mateos, 1944 ; Ocaña, 1969).

Bien que nos données préliminaires soient insuffisantes pour comprendre quelles sont les causes d'une éruption aussi volumineuse (VEI 6), soulignons le fait que la phase initiale, plinienne, a débuté par une explosion du système hydrothermal, puis par le ramonage et l'élargissement du conduit. En témoignent l'abondance de fragments lithiques oxydés-hydrothermalisés ou de taches de fumerolisation, de la base au milieu du dépôt, ainsi que les *lag breccia* et les bombes phréatomagmatiques à la base des ignimbrites. Contrairement à nombre d'éruptions pliniennes, celle-ci n'a pas débuté par des explosions phréatiques ou phréatomagmatiques : la retombée ponceuse repose directement sur le sol préexistant. Cependant, l'intense fragmentation et

la violence de l'éruption sont reflétées par la petite quantité et la petite taille des fragments lithiques, dont le diamètre décroît très rapidement avec la distance dans la retombée. Malgré la violente décharge de plusieurs kilomètres cube de téphras, l'effondrement d'une caldeira ne s'est pas produit ; toutefois, des fractures concentriques recoupent les cratères et le plancher de la caldeira d'avalanche.

Le volume de magma émis par cette éruption est comparable à celui du Pinatubo (Philippines, 1991), du Santa Maria (Guatemala, 1902) et du Krakatau (Indonésie, 1883), et supérieur à celui du Vésuve en 79 AD (Hildreth et Drake, 1992). En revanche, ce volume est inférieur à ceux des éruptions les plus volumineuses du XX^e siècle (Novarupta, Alaska, 1912 : Fierstein et Hildreth, 1992) et de l'histoire connue (Taupo, Nlle Zélande, 186 AD : Walker, 1980). L'éruption cataclysmique du Huaynaputina aurait entraîné des effets climatiques planétaires. Le contenu anormal de particules dans une carotte de glace au Nevado Quelccaya (Cordillère orientale, Pérou : Thompson et al., 1986) et un pic d'acidité remarquable dans une carotte de glace du Groenland (Hammer et al., 1980) suggèrent une éruption explosive de grande magnitude vers 1600. Les années 1601 et 1602 furent caractérisées par des effets atmosphériques inhabituels, observés dans le ciel de Scandinavie et d'Europe centrale (Lamb, 1970). Le volume de magma et d'aérosols émis a-t-il contribué à la péjoration climatique du XVII^e siècle ?

ABRIDGED VERSION

The largest explosive eruption in historical times in the Central Andes took place in 1600 at Huaynaputina, located in the Central Andean Volcanic Zone (Southern Peru, figure 1). Huaynaputina does not display typical stratovolcano features; instead, three funnel-like vents and ash cones are nested on the floor (4200 m) of a horseshoe-shaped 2.5 × 1.5 km² caldera, open to the deep canyon of Rio Tambo which lies 6 km to the east and 2.7 km below the rim. Most of the caldera formed before the 1600 AD eruption are within a deeply eroded stratovolcano located on the eastern edge of a high plateau. The plateau is built of lava flows and ignimbrites of only 500 m thick which overlie volcano-sedimentary and intrusive rocks of Mesozoic age.

According to chronicles (Barriga, 1951), the 1600 AD eruption began on 19 February with a ca. 19 hour-long Plinian stage following 4 days of intense seismic activity, and included at least nine distinct events which lasted until 6 March. Repeated tephra-fallout, pyroclastic surges and flows, and earthquakes devastated seven villages within a 30 km radius from the vent and shook Arequipa city 75 km away. The erupted tephra (about 9 km³ in volume) stratigraphically include (figures 2 and 3): (1) a widespread Plinian-fall deposit of about 8 km³ over an area ≥ 85 000 km²; (2) several thin airfall layers; (3) cross-bedded ash and pumice lapilli surge deposits 0.4–2 m thick interbedded in sections between the Plinian fallout and the ignimbrite as far as 15 km from the vent; (4) ca. 1 km³ of ignimbrites channelized as far as 30 km, with proximal lag

breccia; (5) a probable co-ignimbrite ash deposit a few cm thick in medial sections 20–50 km away from the vent; (6) a crystal-airfall deposit 30 cm thick in proximal sections consisting almost entirely of plagioclase, quartz, amphibole, biotite, and opaques. This deposit covers the area mantled by the Plinian fallout to the west and remains distinguishable as far as 125 km from the vent; (7) a late coarse ash-fall layer. In addition, secondary, thick reworked ignimbrites have reworked the newly-erupted tephra on the steep slopes around the high volcanic plateau. Destructive debris flows caused by the breaching of two temporary dammed lakes have swept down the canyon of Tambo river as far as 120 km to the Pacific Ocean.

The Plinian-fall deposits are distributed in one extensive lobe ≥ 500 km to the W, SW and NW (figure 2) and a minor lobe at least 100 km to the N. Fine-grained white ash 3 cm thick was carried aloft by prevailing high winds from the SE as far as 400 km from the source on the Pacific coast. Ash-fall was reported further away in Ica to the WNW, Cusco to the NW, La Paz and Potosi (Bolivia) to the NE, and Arica (Chile) to the S (figure 2). In proximal sections, the 3–9 m thick, massive deposit is inversely graded, then normally graded, and consists of dacitic pumice lapilli with a minor amount of hydrothermally altered lithics and crystals, while the upper part shows recurrent 1 m thick lithic-rich units (figure 3). In distal sections, crystal ash increases with distance with respect to the vitric component, whereas the amount and size of the sparse lithic

lapilli decrease rapidly with distance. The tephra encompass pumice, crystals (plagioclase, quartz, brown-green amphiboles, biotite, and opaques), and xenoliths.

Pyroclastic-flow deposits are preserved on the slopes of the plateau and in all catchments whose heads lie several km away from the caldera rim. The external slopes of the caldera bear large dune-like arcuate antiforms 30–50 m long and 2–5 m high which protrude out of the apron of tephra (figure 1). The lag-breccia material is a mixture of lithic blocks and white, pumiceous dacite porphyric lumps. Proximal ignimbrites consist of 2–3 units, 3–5 m thick, composed of pumice lapilli in an ash matrix with a few phreatomagmatic bombs in the lower part (figure 3). When valley-confined as far as 15–20 km from the vent, the 6–10 m thick, nonwelded ignimbrite includes 3–5 ash-and-pumice flow units. Other pyroclastic-flow deposits overlie the ignimbrite and the crystal-rich unit in the high-gradient radial valleys (figure 3). Most of them are 1 m thick beds which contain a mixture of reworked ash, pumice lapilli, lithic fragments, and non-volcanic rocks removed from the near slopes.

The erupted magma is a medium-K dacite of the potassic calc-alkaline suite. The mineral assemblage encompasses plagioclase, biotite, amphibole, magnetite, and ilmenite. Three different groups of erupted lavas are observed: (1) The Plinian fallout dacite is less silica-rich (63.6% SiO₂ on average), more magnesium-rich (1.85% MgO) and contains only one plagioclase population (An30–60). (2) The ignimbrite dacite is more silica-rich (65.2 SiO₂ on average), less magnesium-rich (1.72% MgO), and contains two populations of plagioclases (An30–40 and An45–60). A few plagioclases are zoned with a core more

calcic (up to An70) than the rim (< An55). (3) The dacite of the crystal-rich airfall is more silica-rich and less magnesium-rich. These observations are thought to represent an eruption which emptied a zoned dacitic magma chamber.

According to preliminary field data, the 1600 eruption led to the formation of the crater complex, nested vents and low cones of silicic tephra, as well as to the failure of the northern part of the avalanche caldera, which had already breached the former stratovolcano. In addition, pyroclastic flows and probably rockslides from the northern caldera rim choked the upper Tambo canyon, which was reportedly dammed for at least 28 hours, forming two temporary lakes (Barriga, 1951). Subsequently, the catastrophic breaching of the lakes released large-scale debris flows that swept down the 120 km long valley to the Pacific Ocean.

Although our preliminary data are insufficient to understand what caused such a voluminous explosive eruption (ranked VEI 6), we stress that the Plinian stage probably started with hydrothermal explosions. Evidence includes the large amount of hydrothermally altered lithic component at the base and oxidized lithic-rich beds throughout the Plinian fallout deposit, the lag-breccia and the phreatomagmatic bombs at the base of the ignimbrites. Although this explosive silicic eruption did not involve caldera collapse, ring-fractures cut the vents and the bottom of the avalanche caldera (figure 1). Finally, this paroxysmal eruption is believed to have had global climatic effects, as suggested by the abnormal particle content recorded in one ice-core at Nevado Quelccaya (Eastern Cordillera, Peru: Thompson et al., 1986) and an acidity peak recorded in one ice-core in Greenland (Hammer et al., 1980) around 1601.

RÉFÉRENCES

- Barriga V.M. 1951. *Los terremotos en Arequipa (1582-1868)*, La Colmena, Arequipa, 426 p.
- De Silva S. et Francis P.W. 1991. *Volcanoes of the Central Andes*, Springer-Verlag, 216 p.
- Fierstein J. et Hildreth W. 1992. The Plinian eruptions of 1912 at Novarupto, Katmai National Park, Alaska, *Bull. Volc.*, 54, 646-684.
- Gonzales-Ferran O. 1990. Huaynaputina volcano: the biggest historical dacitic eruption in the Central Andes of South America, on February 19, 1600. *IAVCEI Volcanological Congress, Mainz, 1990* (Abstract).
- Gourgaud A., Thouret J.-C. et Salas G. 1995. The AD 1600 Plinian eruption of Huaynaputina (Peru). Preliminary stratigraphy and petrology of the eruptive products. EUG8, 1995, *Terra Abstracts*, 7, 134.
- Hammer C.U., Clausen H.B. et Dansgaard W. 1980. Greenland ice sheet record of post-glacial volcanism and its climatic impact. *Nature*, 288, 144-146.
- Hildreth W. et Drake R.E. 1992. Volcan Quizapu, Chilean Andes, *Bull. Volc.*, 54, 93-125.
- Lamb H.H. 1970. Volcanic dust in atmosphere, with a chronology and assessment of its meteorological significance. *Phil. Trans. Royal Soc. London, A*, 266, 425-533.
- Moteos F. 1944. *Historia general de la Compania de Jesus en la provincia del Peru*, Madrid CSIC, 250 p.
- Navarro R.O. 1994. *Antologia del valle de Omate, Arequipa*, 76 p.
- Ocaña D. de 1969. *Un viaje fascinante por la America Hispana del Siglo XVI*, Madrid, Studium, 200 p.
- Simkin T. et Siebert L. 1994. *Volcanoes of the World*, Smithsonian Institution, Geosciences Press, Inc., 2nd edition, 349 p.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Dansgaard W. et Grootes P.M. 1986. Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap. *Science*, 234, 361-364.
- Thouret J.-C., Gourgaud A., Le Pennec J.-L., Davila J. et Rivera M. 1996. Huaynaputina Volcano, South Peru: site of the major explosive eruption in historic times in the Central Andes, *Andean Geodynamics*, ISAG, St. Malo, ORSTOM éditions, 247-250 (Extended Abstract).
- Vasquez de Espinosa A. 1942. *Compendium and description of the West Indies* (translated by C.U. Clark), Smithsonian, Misc. Collect., 102 p.
- Walker G.P.L. 1980. The Taupó pumice: product of the most powerful known (ultraplinian) eruption? *J. Volc. Geoth. Res.*, 8, 69-94.