

# LA IGNIMBRITA DE ARICO (TENERIFE). MECANISMOS DE EMISIÓN Y DE EMPLAZAMIENTO

J.J. Alonso (\*), V. Araña (\*\*) y J. Martí (\*\*\*)

## RESUMEN

La Ignimbrita de Arico representa un único episodio explosivo asociado al colapso gravitacional o explosivo de un domo o colada de lava de composición fonolítica y con un alto contenido en volátiles, que estarían relacionados con un centro emisor situado en lo que hoy corresponde al lóbulo más oriental de la Caldera de las Cañadas. Se trata de un depósito de nube ardiente que presenta las características litológicas y deposicionales de las ignimbritas de pequeño volumen. Este depósito piroclástico muestra importantes cambios de facies que demuestran la influencia que en su emplazamiento ejercen la topografía y las características morfológicas del substrato. En los tramos iniciales e intermedios la ignimbrita fluyó canalizada y se distinguen claramente dos zonas, una inferior no soldada y rica en fragmentos líticos de distinto tamaño que corresponde a un depósito de «ground layer» formado a partir de la cabeza turbulenta, y una zona superior, generalmente muy bien soldada y rica en fragmentos pumíticos, que representa el depósito del cuerpo y de la cola del flujo ignimbrítico que se emplaza en un régimen claramente laminar. En las facies distales, la ignimbrita abandonó la zona canalizada expandiéndose lateralmente, lo que implica una considerable disminución de la velocidad que da lugar a un fenómeno de oleaje con formación de varias unidades de flujo.

**Palabras clave:** Ignimbrita, Grado de soldadura, Resalte hidráulico, Pumitas obsidiánicas.

## ABSTRACT

The Arico ignimbrite represents a single explosive episode which was related to a possible volcanic vent located in the eastern side of the Las Cañadas caldera. This ignimbrite is not related to a plinian column collapse mechanism, but it seems to be associated with a dome explosion.

The Arico ignimbrite is of peralkaline phonolitic composition and shows important facies variations depending on topography and bedrock morphology. Proximal and medial facies correspond to a channelized zone and are clearly influenced by hydraulic jumps. In these facies the ignimbrite presents two separate zones. The lower zone corresponds to a lithic-rich ground layer deposit and it was deposited from the turbulent, highly-concentrated head of the flow. The upper zone, which results from the body-tail deposit, is a well-welded pumice-rich zone and occasionally shows a basal layer formed by shearing with the lower zone deposit. The distal facies represent the residual head and body deposit when the flow left the channelized zone. The ground layer is not found in these facies. The ignimbrite, however, is only formed by the upper zone which can show a repetition of the same lithological sequence, as a result of a surging process produced by the lowering of flow speed when it spread out of the channelized zone.

**Key words:** Ignimbrite, Welding, Obsidianic pumice, Hydraulic jump, Ground layer, Surging process.

Alonso, J.J., Araña, V. y Martí, J. (1988): La ignimbrita de Arico (Tenerife). Mecanismos de emisión y de emplazamiento. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (1-2), 15-24.

Alonso, J.J., Araña, V. y Martí, J. (1988): The Arico ignimbrite (Tenerife, Canary Islands). Eruptive mechanisms and emplacement. *Rev. Soc. Geol. España*, (1), (1-2), 15-24.

## 1. INTRODUCCIÓN

Las primeras descripciones detalladas de rocas ignimbríticas se deben a Fritsch y Reiss (1868). Estos autores, en su estudio geológico de la Isla de Tenerife, des-

cubren estos materiales a los que dan el nombre de eutaixitas. Actualmente, la literatura científica sobre ignimbritas es abundantísima en numerosas regiones volcánicas; sin embargo, las Islas Canarias constituyen prácticamente la única zona donde estas rocas están asociadas

(\*) Departamento de Edafología y Geología. Universidad de la Laguna. 38204 Tenerife.

(\*\*) Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, c/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.

(\*\*\*) Instituto de Geología «Jaime Almera», CSIC, c/ Martí i Franqués s/n. 08028 Barcelona.

a magmas alcalinos traquítico-fonolíticos (Fúster et al., 1968). Este quimismo alcalino —o peralcalino— de las ignimbritas canarias, les confiere una especial importancia, ya que obviamente sus parámetros geológicos y la solubilidad de sus volátiles deberían hacerlas diferentes a las típicas ignimbritas riolíticas.

Pese a la antigüedad de su descubrimiento y a la abundancia de rocas ignimbríticas en Tenerife, todavía no se ha realizado un estudio detallado de estos materiales, aunque hay algunos trabajos sobre depósitos de la misma naturaleza en Gran Canaria (Schmincke, 1969).

Las ignimbritas más frecuentes en Tenerife constituyen potentes mantos (20-30 m) de escaso recorrido (centenares de metros), ocasionalmente con rasgos de flujo lávico debido al elevado grado de soldadura que presentan, como ocurre en las tuff-lavas (Araña, 1971).

Otro tipo de ignimbritas corresponde a mantos poco potentes y de gran recorrido. La mayor dificultad para el estudio integral de estos mantos es la identificación de la misma unidad de flujo en toda su extensión, ya que presentan discontinuidades en su curso y grandes diferencias estructurales entre tramos distales y proximales. En este trabajo se ha conseguido correlacionar todos los tramos de uno de estos mantos en las vertientes meridionales (Bandas del Sur) de la isla, desde su afloramiento más alto (a cota 1200) hasta su entrada en el mar, tras casi 15 km de recorrido. En su tramo medio, este manto se encaja en los barrancos próximos a Lomo de Arico, por lo que le hemos dado el nombre de esta población del Sur de la isla de Tenerife.

## 2. MARCO GEOLÓGICO

Las rocas volcánicas más antiguas que afloran en la Isla de Tenerife son unos basaltos alcalinos datados en 11.6 m.a. (Ancochea et al., 1986). Estos basaltos proceden de magmas originados a gran profundidad que ascienden rápidamente hasta la superficie a favor de fisuras NE-SW y NW-SE que coinciden con las principales alineaciones estructurales del archipiélago (Araña y Ortiz, 1986). Este primer ciclo eruptivo subaéreo (Serie I en Fig. 1) constituye el basamento de la isla y es el responsable de la formación de pequeños «plateaux» cuyos restos todavía persisten en el NE (Península de Anaga), NW (Península de Teno) y S (Roque del Conde) de la isla. Son escasísimas las erupciones de productos muy evolucionados (traquitas-fonolitas) en estos episodios subaéreos iniciales.

Las erupciones basálticas, más o menos dispersas, continúan hasta la actualidad —series II, III y IV, en Fig. 1—, emitiéndose esporádicamente algunos productos más evolucionados. Estos magmas diferenciados predominan sin embargo en las cumbres centrales de la isla cuando, a partir de un momento dado, en la conjunción de los citados ejes estructurales se dan las condiciones favorables para el emplazamiento de cámaras magmáticas someras (4 km, según Araña et al., 1985). En estas cámaras, los fundidos básicos primarios se diferencian

dando origen a magmas fonolíticos y traquíticos, peralcalinos y muy ricos en volátiles, cuya erupción levantó el edificio poligenético central de la isla —Serie Cañadas, en Fig. 1—. Al vaciarse las cámaras, la cúpula de este edificio colapsó parcialmente, formándose la gran Caldera de Las Cañadas de 17 × 12 km, con paredes de hasta 700 m en su borde meridional (Araña, 1971). Culminada la formación de la caldera, en su interior se inicia un nuevo ciclo eruptivo en el que también predomina la erupción de productos muy evolucionados. En este ciclo —Serie Teide-Pico Viejo, en Fig. 1— cuyos últimos episodios explosivos pumíticos son muy recientes (pocos miles de años), se forma el Volcán del Teide, que alcanza los 3.718 m sobre el nivel del mar y más de 1.500 m sobre el fondo de la caldera.

Las violentas erupciones explosivas que contribuyeron al vaciado de la cámara y consiguiente colapso caldérico de Las Cañadas, arrojaron un gran volumen de piroclastos pumíticos calculado en 70 km<sup>3</sup> por Booth (1973). Estos piroclastos, en depósitos de distinto origen («fall», «flow» y «surge»), recubren las vertientes meridionales del antiguo edificio central de la isla y constituyen por tanto el techo de la Serie Cañadas —Serie Piroclástica de las Bandas del Sur, en Fig. 1—.

La mayor parte de los niveles piroclásticos de las Bandas del Sur son de proyección aérea y se originaron en grandes explosiones plineanas. Entre estos depósitos de caída se intercalan localmente varias coladas piroclásticas, dos de las cuales tienen estructuras típicamente ignimbríticas. La más reciente de estas ignimbritas, constituida a su vez por varias unidades de flujo, es el objeto de este trabajo. También se han localizado en la serie algunos niveles de oleadas piroclásticas indicativas de la posible influencia de episodios freato-magmáticos en estas violentas explosiones (Alonso, 1986).

La Ignimbrita de Arico no está asociada directamente con grandes depósitos pumíticos de caída, ni con otras coladas piroclásticas de la zona, por lo que debe corresponder a una erupción puntual, localizada en lo que hoy corresponde al lóbulo más oriental de la Caldera de Las Cañadas (E, en Fig. 1). El carácter aislado de la erupción y su relativamente escasa entidad, facilita el estudio individualizado de este manto ignimbrítico que se apoya sobre derrubios de barranco, o sobre suelos bien desarrollados, corroborando que su emisión ocurrió tras una prolongada época de inactividad en las cumbres centrales de Tenerife.

## 3. DISPERSIÓN Y VARIACIONES ESTRUCTURALES EN LA IGNIMBRITA DE ARICO

En la Fig. 2 se ha esquematizado la distribución y diversos aspectos estructurales de los afloramientos que indican el curso y dispersión de la Ignimbrita de Arico. Se aprecia que en las cotas altas, la ignimbrita fluye canalizada en los fondos de los barrancos, mientras que en las zonas más bajas, los depósitos distales desbordan

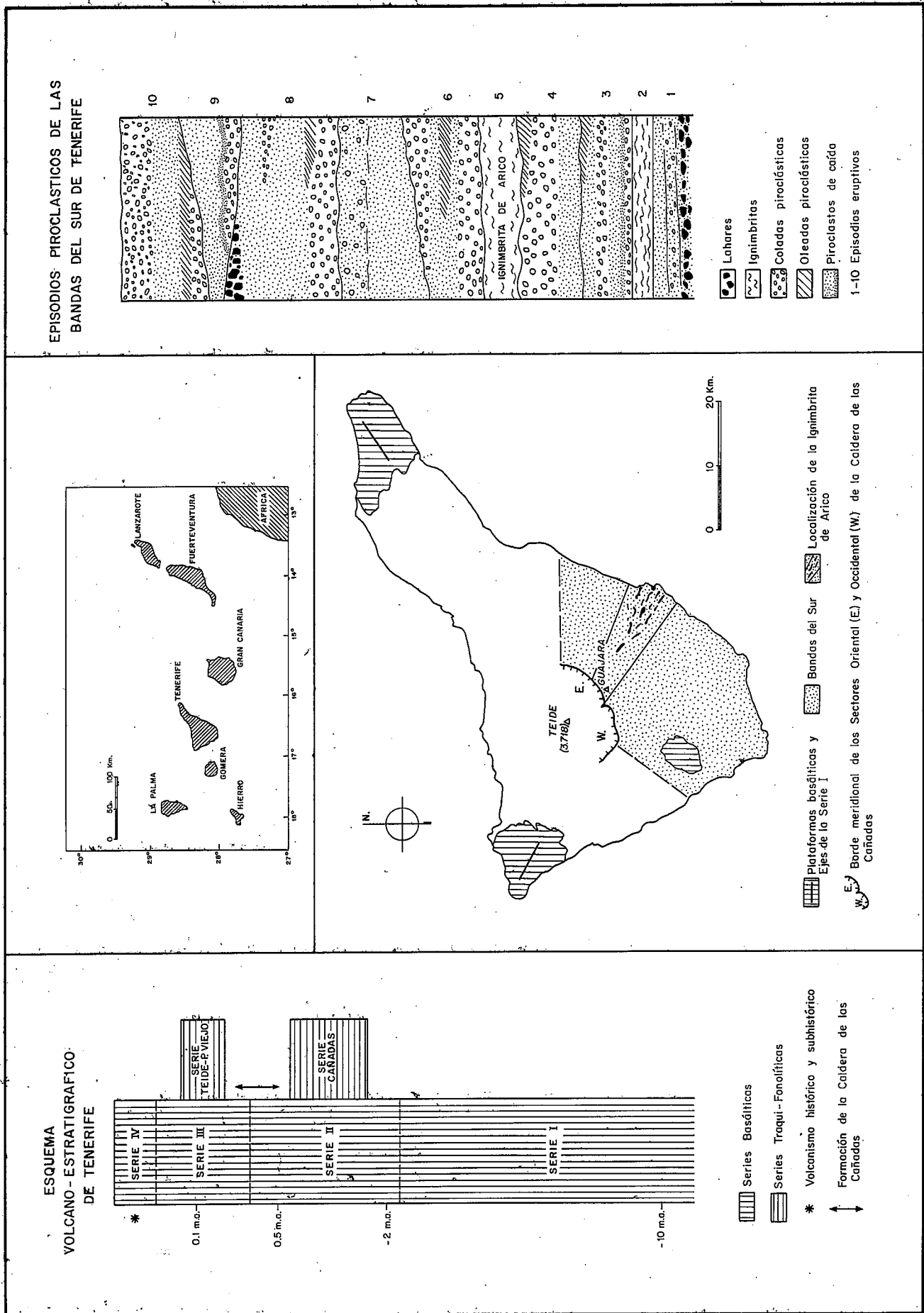


Fig. 1.—Localización geográfica y volcanoestratigráfica de la Ignimbrita de Arico (Alonso, 1987).

Fig. 1.—Geographic setting and volcanostratigraphy of the Arico Ignimbrite (Alonso, 1987).

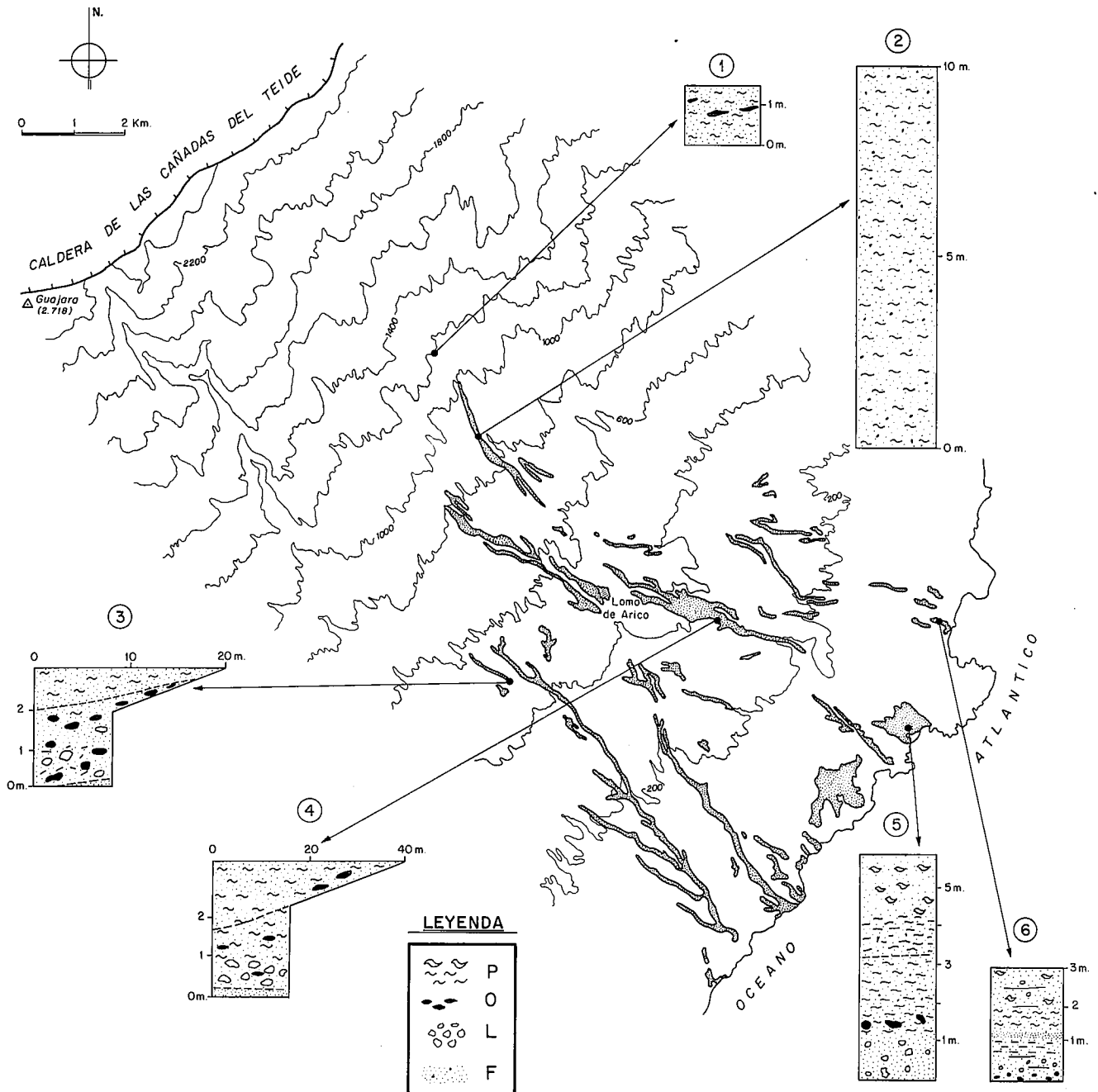


Fig. 2.—Afloramiento del manto ignimbrítico de Arico y distintos cortes del mismo. P = flamas pumíticas (y obsidianicas). O = obsidianas (líticos accesorios). L = líticos accidentales. F = finos (pumitas de pequeño tamaño y vitroclastos).

Fig. 2.—Outcrops and sections of the Arico Ignimbrite. P = pumite (and obsidiane) shards. O = obsidiane (accessory lithics). L = accidental lithics. F = finer components (small pumites and vitroclasts).

una red fluvial poco encajada y se abren en abanico dando lugar a un amplio afloramiento. El volumen total de la ignimbrita es de unos  $0,3 \text{ km}^3$  (0.12 D.R.E.), aunque Wolff y Storey (1983) hacen una estimación mucho menor ( $0.05 \text{ km}^3$  D.R.E.).

El corte 1 corresponde a las facies más proximales. En este punto, la ignimbrita se ha conservado sólo sobre un estrecho resalte que suaviza la fuerte pendiente ( $\sim 10^\circ$ ) a esta cota de 1.200 m. El depósito tiene un espesor de casi 1,5 m, es muy homogéneo y está parcialmente soldado. Presenta un 20% de flamas obsidiánicas cu-

yo tamaño medio es de 1 cm y el máximo de 10 cm. Los líticos representan algo más del 5% con un tamaño máximo de 10 cm.

El corte 2, realizado a la cota de 800 m en el Barranco de Los Ovejeros, representa las facies típicas de las zonas por donde la ignimbrita fluyó canalizada en los cauces de barrancos profundos. Se trata de una roca muy homogénea, con flamas obsidiánicas y pumíticas de 5 cm (máximo 15 cm) que a veces se encuentran soldadas. La matriz cinerítica representa un 80-85% y el contenido en líticos es algo superior al 5%, oscilando

su tamaño entre 2 y 3 cm. El espesor del manto ignimbrítico en este punto es de 10 m y manifiesta una incipiente disyunción columnar.

El corte 3 corresponde a un ramal del manto ignimbrítico que se ha desviado por un barranco secundario. La pendiente topográfica en este punto es muy baja, por lo que en la base de la ignimbrita se localiza un depósito aluvial con grandes bloques (Fig. 3). Puede apreciarse como algunos de estos bloques fueron recogidos por la ignimbrita elevándolos progresivamente para incorporarlos a sus niveles de máxima eficacia en el transporte. Otra característica de este corte es el gran desarrollo (más de 1 m en el eje del cauce) de una zona inferior, mal soldada, que contiene además de los fragmentos líticos accidentales cantos obsidiánicos redondeados y algunos bloques pumíticos, de dimensiones decimétricas en ambos casos. Localmente, la base de esta zona inferior está constituida por una acumulación de finos bastante discontinua.

El corte 4, muy parecido al anterior, corresponde a un tramo del manto ignimbrítico principal, encajado en un barranco también más importante, pero de pendiente y perfil transversal relativamente suaves, en esta zona próxima a la costa. Las características del terreno permiten observar extensivamente la superficie de la ignimbrita, típicamente lisa, incluso cuando presenta una cierta pendiente de caída hacia el cauce del barranco que rellena y donde alcanza la máxima potencia (3 m.). En dicha superficie se marcan claramente las secciones pentagonales de la disyunción columnar, que no aparece en cambio bien definida en los planos verticales. En este punto, la ignimbrita se apoya sobre un delgado nivel de acumulación de finos con restos orgánicos que se conservan debido a que posiblemente se encontraban en las charcas del cauce del barranco. En la zona inferior de la ignimbrita, escasamente soldada, hay cantos grandes de pomez que ocupan el nivel más alto en una matriz también pumítica, mientras que los líticos (menores, aunque más pesados) ocupan niveles inferiores. La zona superior de la ignimbrita, muy bien soldada, se inicia con un nivel de flamas continuas, muy finas y estiradas, perdiendo esta discontinuidad hacia el techo, que también es más homogéneo.

El corte 5 se localiza en una zona con pérdida brusca de pendiente, lo que da lugar a depósitos característicos. Aquí la base de la ignimbrita es claramente erosiva y destaca una zona central de concentración de flamas con una capa de finos que separa dos unidades de flujo bien diferenciadas. En la base de la unidad inferior se acumulan, como en el corte 3, grandes fragmentos vítreos redondeados, obsidiánicos y pumíticos, de hasta 40 cm, así como líticos accidentales de diferente composición, forma y tamaño. Hacia techo y de una manera progresiva, disminuye la proporción de matriz cinerítica a la vez que los fragmentos de pomez y obsidianas se presentan colapsados. La unidad de flujo superior tiene en su base gran cantidad de flamas, fundamentalmente pumíticas de hasta 20 cm de longitud; hacia techo, aumenta la proporción de matriz, a la vez que los fragmentos de pomez se encuentran cada vez menos aplastados.

En los depósitos próximos a la costa, llama la atención un notorio cambio en su coloración debido posiblemente a diferencias de temperatura y presencia de agua, con mayor oxidación en el proceso de enfriamiento. De hecho, los primeros depósitos distales tienen un color rojizo en base y techo que ya no presentan las sucesivas unidades de flujo. Es posible también que las primeras coladas piroclásticas que alcanzaron esta zona se depositaran sobre un lecho húmedo o cubierto de agua, acelerándose bruscamente su enfriamiento.

El corte 6, muy cerca de la actual línea de costas, que apenas debió sobrepasar la ignimbrita, representa las facies típicas de baja energía en las zonas distales. El flujo piroclástico deja de estar canalizado por la red de barrancos y se abre en abanico cubriendo un frente amplio, aunque discontinuo, de casi 5 km en su entrada al mar. Estos depósitos, pese a sus variaciones laterales o locales, se caracterizan por tener una zona central ligeramente soldada muy compacta, con flamas de pomez de hasta 5 cm. La matriz cinerítica constituye un 50% (debido a la pérdida de finos que experimenta por elutriación de los mismos la unidad principal de flujo durante su emplazamiento) con un escaso contenido en cristales (~5%), básicamente de feldespatos. La proporción de líticos varía considerablemente de unos mantos a otros, pero siempre supera el 5% y su tamaño puede alcanzar los 3 cm. En estas facies distales, la base de la ignimbrita es plana y no contiene pomez ni líticos, estando constituida esencialmente por cenizas vítreas y algunos pequeños cristales. Esta capa inferior puede representar la «capa basal» (capa 2a de Sparks et al., 1973) que en ocasiones contiene restos vegetales parcialmente carbonizados, lo cual da una idea de una temperatura relativamente baja en esta parte de las ignimbritas.

#### 4. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

En el Cuadro 1 se recogen algunos análisis químicos, tanto de la roca total, cuando su homogeneidad lo permite, como de los fragmentos obsidiánicos y pumíticos representativos del fundido magmático. Como puede apreciarse, existen pocas diferencias entre los tipos analizados, cuyo quimismo corresponde al de un magma peralcalino, fonolítico, probablemente muy rico en volátiles, lo cual coincide con los datos aportados en previos trabajos petrológicos sobre el magmatismo de los productos finales más evolucionados de la Serie Cañadas (ver por ej. Araña y Brandle, 1969). No se han encontrado las sorprendentes variaciones geoquímicas que en estos mismos materiales han descrito Wolff y Storey (1984).

La evidente uniformidad geoquímica puede matizarse con determinadas observaciones petrográficas, realizadas en el estudio microscópico, que permiten esclarecer las condiciones de emplazamiento de la ignimbrita e interpretar sus mecanismos eruptivos.

Independientemente de la zona basal de la ignimbrita, que siempre está mal soldada, en el resto se aprecia un aumento del grado de soldadura, de base a techo.

Tabla 1.—Análisis químicos de pomez, obsidiana, flamas y roca total en diversos tramos y niveles del manto ignimbrítico.

Table 1.—Chemical analyses of pumice, obsidian, shards and whole rock at different localities in the ignimbrite column.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	59.00	61.60	61.99	59.30	59.25	58.00	58.96	59.60	61.50	62.84	60.77	58.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.82	18.00	19.10	17.32	16.82	17.01	17.84	17.96	18.83	18.13	18.80	16.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.97	0.69	0.36	1.95	1.60	1.85	2.01	1.86	1.80	1.96	1.48	0.42
FeO	1.17	1.50	1.71	1.46	1.61	1.45	1.40	1.32	0.86	0.54	0.85	4.12
MnO	0.22	0.21	0.22	0.20	0.20	0.20	0.26	0.21	0.20	0.21	0.21	0.20
MgO	0.96	0.88	0.42	0.61	0.58	0.69	0.32	0.41	0.61	0.77	0.58	0.51
CaO	1.31	1.12	0.94	1.16	2.35	2.15	0.59	0.66	1.26	1.10	0.98	1.01
Na <sub>2</sub> O	8.96	8.48	8.85	9.01	8.57	8.44	9.22	8.86	6.30	7.82	7.22	7.92
K <sub>2</sub> O	4.70	4.81	4.60	4.82	4.54	4.71	5.36	4.95	4.56	4.17	4.31	4.68
TiO <sub>2</sub>	0.65	0.75	1.02	0.76	0.77	0.83	0.55	0.81	0.88	0.98	1.12	0.70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.15	0.14	0.16	0.13	0.23	0.05	0.08	0.13	0.19	0.17	0.12
H <sub>2</sub>	5.36	1.23	0.71	2.91	3.24	4.29	3.33	3.26	2.76	1.11	3.50	3.69
TOTAL	100.20	99.42	100.06	99.66	99.66	99.85	99.89	99.98	99.69	99.82	99.99	99.51

1. (IG.4) Fragmento irregular (20 cm.) de pomez en la base del corte 4, Fig. 2.	1. (IG.4) Irregular pumice fragment (20 cm) at the base of section 4, Fig. 2.
2. (IG.6) Fragmento redondeado (15 cm.) de obsidiana en la base del corte 4, Fig. 2.	2. (IG.6) Rounded obsidian fragment (15 cm) at the base of section 4, Fig. 2.
3. (IG.19) Fragmento obsidiánico con bordes alterados.	3. (IG.19) Obsidian fragment with weathered edge.
4. (2920) Fragmento obsidiánico subredondeado.	4. (2920) Subrounded obsidian fragment.
5. (2919) Fragmento pumítico con núcleo obsidiánico.	5. (2919) Pumice fragment with obsidian core.
6. (2921) Fragmento de pomez negro.	6. (2921) Black pumice fragment.
7. (2917) Flama pumítica estirada.	7. (2917) Stretched pumice shard.
8. (2918) Flama obsidiánica estirada.	8. (2918) Stretched obsidian shard.
9. (IG.12) Matriz y flamas de la ignimbrita, en su zona central mejor soldada.	9. (IG.12) Ignimbrite matrix and shards in the best welded central zone.
10. (IG.15) Idem, en su techo.	10. (IG.15) Same at the top of the sequence.
11. (IG.16) Base de la ignimbrita de coloración rojiza, en un depósito distal.	11. (IG.16) Reddish-colored base of ignimbrite in a distal deposit.
12. (IG.11) Idem en su tramo medio, mejor soldado.	12. (IG.11) Same at middle part with better welding.

Esta gradación coincide a su vez con la aparición progresiva de los efectos de una desvitrificación autohidrotermal. Parece por lo tanto evidente que en la zona superior, bien soldada, se retienen los gases que escapan de la zona inferior mal soldada.

Un aspecto del estudio petrográfico que interesa destacar, es la identificación de distintos tipos de fragmentos obsidiánicos y pumíticos, que aunque son comagmáticos, representan posiblemente distintas fases dentro del conducto volcánico antes de desencadenarse el proceso eruptivo que condujo a la formación de esta ignimbrita.

Entre los fragmentos obsidiánicos se distinguen claramente los que presentan un borde vesicular, pumítico, más o menos desarrollado (pumitas obsidiánicas), y los que carecen de este borde. En el primer caso se trata de pumitas cuyo núcleo, por efecto de la alta temperatura de emplazamiento (por encima del punto de ablandamiento de las obsidiana), colapsa y se hace más «denso». En efecto, los gases se concentran en las zonas de borde que adquieren una estructura vesicular debido al rápido enfriamiento que deja atrapadas las burbujas de gas. Este tipo de pumitas obsidiánicas corresponde a los

piroclastos juveniles generados en el conducto, por encima del nivel de fragmentación, prácticamente en el momento de la erupción.

Los fragmentos obsidiánicos que carecen de borde pumítico, son ricos en microlitos feldespáticos y no están deformados como los anteriores, ni se sinterizan con la matriz vitroclástica. Se trata por lo tanto de un material obsidiánico emplazado en estado sólido (aunque plástico) posiblemente derivado de la lava semisolidificada que formaría un tapón —e incluso un domo— en la parte superior del conducto.

El estudio de las pumitas obsidiánicas mediante el microscopio electrónico con microanálisis químico ha permitido comprobar la no existencia de variaciones significativas en la composición química de ambas zonas. En las zonas de borde de las pumitas obsidiánicas también se aprecia un importante proceso de desvitrificación, que no afecta al núcleo obsidiánico, tal como se observa al comprobar que las vesículas permanecen vacías. El proceso de desvitrificación, frecuente también en las otras pomez sin núcleo obsidiánico, no se observa en la matriz, donde todos los fragmentos vitroclásticos y pumíticos de pequeño tamaño han colapsado debido al pro-

ceso de soldadura, dejando escapar los gases magmáticos atrapados inicialmente.

El colapso y la homogeneización de los núcleos obsidiánicos en las pomez nos indica una elevada temperatura en el emplazamiento de la ignimbrita. Wolff y Storey (1983) han calculado unas temperaturas de extrusión ligeramente superiores a los 900°C con geotermómetros basados en los pares CPX-ILM y óxidos de Fe-Ti, siendo la temperatura mínima de soldadura para este tipo de ignimbritas del orden de los 600°C (Ross y Smith, 1961; Boyd, 1961). Esta elevada temperatura debieron conservarla también los pequeños fragmentos vítreos englobados en los niveles de flujo que hoy presentan un mayor grado de soldadura. La forma lenticular de estos fragmentos colapsados, tanto pumíticos como obsidiánicos («shards»), no se debe por tanto a fenómenos de aplastamiento o compactación tardíos. Parece más probable que los piroclastos vítreos que mantenían en la columna eruptiva temperaturas superiores a las de su punto de ablandamiento, adquieran una morfología de sección elipsoidal. No obstante, esta morfología congénita de las flamas, puede experimentar un ligero estiramiento al integrarse los fragmentos vítreos, todavía plásticos, en el flujo laminar de un conjunto de partículas cuya densidad no era tampoco muy homogénea.

## 5. MECANISMOS ERUPTIVOS Y DEPOSICIONALES

Las ignimbritas han sido estudiadas en detalle durante los últimos años, habiéndose propuesto como mecanismo genético más frecuente el colapso de una columna eruptiva vertical (Sparks, 1976; Sparks et al., 1973), aunque también se han reconocido depósitos de características similares asociados al colapso gravitacional o explosivo de domos y coladas de lava de viscosidad elevada (Rose et al., 1977; Fisher et al., 1980; Roobol y Smith, 1975).

En el caso de la Ignimbrita de Arico, la formación de la actual Caldera de Las Cañadas dificulta la localización del centro eruptivo de la misma e imposibilita el reconocimiento de sus depósitos proximales, en el caso de que existiesen.

La no detección de importantes niveles pumíticos de caída, claramente asociados a esta ignimbrita, parece descartar su relación con una erupción pliniana. Por otra parte, el pequeño volumen de material piroclástico emitido y su limitada dispersión areal, permiten en cambio suponer que la erupción fue muy localizada y de escasa entidad. En efecto, sólo se ha identificado (Alonso, 1987) otro manto ignimbrítico similar, en las Bandas del Sur, que pueda ser asociado a la misma erupción.

Asimismo, la elevada temperatura que mantenía esta ignimbrita durante su emplazamiento y la falta de una fase pliniana previa, indica que en el caso de haberse formado por el colapso de una columna eruptiva, ésta de-

bió alcanzar poca altura. La presencia de bloques relativamente grandes y pesados en los niveles basales del manto ignimbrítico, avalaría la escasa altura de la columna, ya que no se produjo ningún tipo de selección gravitatoria dentro de la misma.

Una alternativa al colapso de una columna eruptiva bastante densa y de baja altura, que permite explicar la elevada temperatura del emplazamiento de este flujo piroclástico, es el colapso gravitacional o explosivo de un domo o una colada de lava de viscosidad elevada y con un contenido en volátiles importante, lo que implicaría el desarrollo de nubes ardientes en mecanismos eruptivos similares. Esta posibilidad está también apoyada por la distribución localizada y direccional de los afloramientos de esta ignimbrita así como por la abundancia de fragmentos obsidiánicos de la misma composición que las pumitas y que se han comportado plásticamente durante su emplazamiento, los cuales representarían las partes externas del domo o colada. Finalmente también puede ser un dato a favor del citado mecanismo eruptivo la no existencia de brechas coignimbríticas («co-ignimbrite lag fall») donde deberían haberse depositado los fragmentos más densos, que sin embargo siguen asociados al flujo ignimbrítico casi hasta sus facies distales.

Un hecho importante a destacar es que los afloramientos ignimbríticos más próximos al centro de erupción se han localizado a casi 6 km del borde de la caldera actual. Esto podría explicarse porque la caída del frente de la nube ardiente tuvo lugar en una zona muy limitada y próxima al punto señalado como 1 en la Fig. 2, o porque la erosión ha destruido afloramientos a cotas más elevadas y de mayor pendiente, que también podrían presentar un menor grado de soldadura. En apoyo de esta última hipótesis está la posibilidad de que sobre los 1.200 m. existiese —tal como ocurre en los inviernos actuales— una capa de nieve que impidiese la estabilidad del depósito.

Asimismo, este tipo de flujos piroclásticos se caracteriza por ser altamente turbulento y con una elevada capacidad erosiva durante los tramos iniciales de su emplazamiento, coincidiendo con las pendientes más pronunciadas, tal como señalan Freund y Schmincke (1986) en su interpretación de las coladas piroclásticas del Leacher See. En estos tramos iniciales, que corresponden además a los de mayor pendiente (Fig. 2), el flujo piroclástico sería demasiado turbulento y erosivo, lo que impediría cualquier deposición. Esto explicaría también el hecho de no encontrar ningún depósito en estos tramos iniciales aún cuando el emplazamiento de la ignimbrita se haya iniciado algunos kilómetros antes.

En algunos estudios referentes a los mecanismos de transporte y deposición de las ignimbritas se ha intentado establecer diversos modelos, presumiblemente generalizables, para explicar las distintas facies de los depósitos ignimbríticos (Sparks et al., 1973; Sparks, 1976; Wilson y Walker, 1982; Wilson, 1985). La Ignimbrita de Arico presenta en algunos tramos una secuencia similar a alguno de estos modelos. No obstante, en conjunto muestra importantes variaciones de facies que po-

nen de manifiesto la influencia de la topografía y de la morfología del substrato sobre el que se emplaza la ignimbrita en la dinámica de la misma.

Tal como se ha señalado anteriormente, la Ignimbrita de Arico se caracteriza por estar canalizada durante buena parte de su trayecto, a la vez que el perfil topográfico muestra importantes cambios de pendiente. En esta zona acanalada (facies proximales e intermedias) y tal como se deduce de las características del depósito (Fig. 2 y 3), el flujo ignimbrítico está constituido por tres partes (cabeza, cuerpo y cola) con una dinámica bien distinta (Fig. 4a), del mismo modo que ha sido indicado en otras ignimbritas (Wilson y Walker, 1982; Wilson, 1985).

La cabeza del flujo presenta un régimen altamente turbulento debido a la ingestión de aire frío en su parte frontal, lo que favorece su fluidización a la vez que disminuye su temperatura. Asimismo, posee un alto poder erosivo que le permite arrancar clastos del substrato e incorporarlos al flujo piroclástico como líticos accidentales. El depósito generado por la cabeza del flujo presenta un aspecto caótico, destacando la gran cantidad de fragmentos líticos, tanto accesorios (obsidianas) como accidentales, englobados por una matriz de pumitas y fragmentos vitroclásticos. Tanto por su génesis como por su litología, esta facies correspondiente a la zona inferior de la Ignimbrita de Arico (Figs. 3 y 4) puede interpretarse como un «ground layer», según el modelo propuesto por Walker et al (1981) para la Ignimbrita Taupo. La fricción de la base de la cabeza con el fondo irregular del canal produce la trituración de los fragmentos pumíticos y vitroclásticos, lo que se traduce en acumulaciones de finos más o menos discontinuas (F1, Fig. 4a y 4b). Asimismo, la deposición de materiales por parte del frente del flujo se ve claramente influenciada por los cambios de pendiente, del mismo modo a lo que sucede en el caso de un resalte hidráulico («hydraulic jump») (ver p.e. Freund y Schmincke, 1986) (Fig. 4c). En estos puntos aumenta la profundidad del flujo, disminuye su velocidad y se crea una turbulencia que favorece la deposición de los fragmentos más densos.

El cuerpo y la cola del flujo se comportan uniformemente y presentan un régimen laminar, que se traduce en un depósito homogéneo (zona superior, Fig. 3 y 4) en el que destacan las pumitas más o menos estiradas (flamas) y dispuestas en planos paralelos a la base del flujo (unidad principal de flujo, capa 2 de Sparks et al, 1973). La base de este depósito acostumbra a ser plana y a presentar una acumulación de finos (F2, Fig. 4a y 4b) generados por el cizallamiento de la base de esta parte del flujo con el depósito de ground layer o directamente con el substrato. La temperatura de emplazamiento de esta parte de la ignimbrita es mucho más elevada, lo que permite la sinterización de los fragmentos de pomez y vitroclásticos de la matriz (soldadura), así como el colapso del núcleo de algunas pumitas de mayor tamaño (pumitas obsidiánicas).

Al abandonar el cauce de los barrancos, especialmente en las facies distales, prácticamente todo el manto pasa a un régimen laminar como consecuencia de la expansión que experimenta, con la consiguiente disminución del grosor del flujo, de su velocidad y de su capacidad portante, lo que implica una disminución de la turbulencia que condiciona una mayor fluidez y la consiguiente pérdida de líticos. La disminución de velocidad que experimenta el flujo ignimbrítico a la salida de la zona acanalada provoca un fenómeno de oleaje («surging»), tal como ha sido descrito en algunas corrientes turbidíticas (Lowe, 1982), lo que conlleva la formación de varias unidades de flujo superpuestas (Fig. 5) y cuya deposición da lugar a la repetición de secuencias que se observan en los cortes 5 y 6.

La presencia de una abundante matriz tanto en la zona inferior como en la zona superior de esta ignimbrita nos indica que el flujo piroclástico que la originó era de elevada densidad, mientras que su grado de fluidización era relativamente bajo, como también lo demuestra la ausencia de conductos de desgasificación. Sin embargo, puede comprobarse la elutriación de finos durante el emplazamiento de la colada piroclástica, lo que produjo una acumulación de estas partículas a techo de la zona superior (F3, Fig. 4a y 4b), así como una

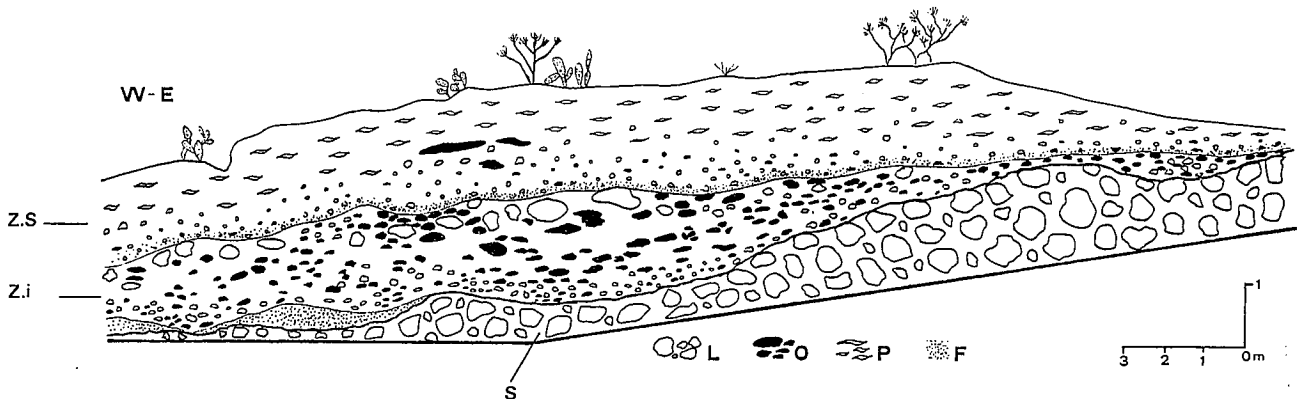


Fig. 3.—Esquema de la distribución de facies (tramos intermedios) de la ignimbrita de Arico correspondiente al corte 3 de la Fig. 2. S = substrato (depósito aluvial). Zi = zona inferior («ground layer»). Zs = zona superior (unidad principal del flujo ignimbrítico, capa 2 de Sparks et al., 1973). L = líticos accidentales. O = obsidianas. P = pumitas (flamas). F = finos.

Fig. 3.—Scheme of facies distribution (middle units) in the Arico Ignimbrite corresponding to section of Fig. 2. S = substratum (alluvial deposits). Zi = lower part (ground layer). Zs = upper part (main ignimbritic flow unit, layer 2 of Sparks et al., 1973). L = accidental lithics. O = obsidian. P = pumice (shards). F = finer deposits.



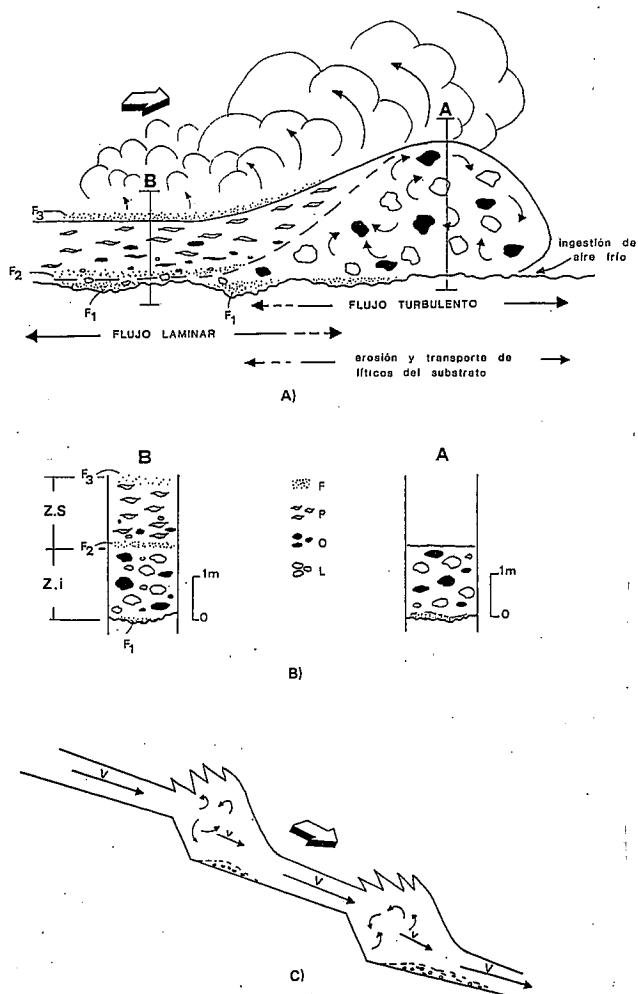


Fig. 4.—Esquema en el que se muestra el comportamiento de la cabeza y del cuerpo del flujo piroclástico durante la deposición de las facies intermedias (para explicación ver texto). b) Depósitos derivados de la cabeza (A) y del cuerpo (B) del flujo piroclástico (ver leyenda en Fig. 3). c) Influencia de los cambios de pendiente (resaltes hidráulicos) en el comportamiento del flujo piroclástico. La V representa el vector velocidad, cuya magnitud disminuye en los puntos donde se produce la rotura de pendiente.

Fig. 4.—Scheme of the behavior of head and tail of the pyroclastic flow during deposition of the intermediate facies (explanation in text). b) Pyroclastic flow head (A)-and body (B)-derived deposits (for legend see Fig. 3). c) Influence of slope changes (hydraulic changes) on the behavior of pyroclastic flow. V is the velocity vector whose magnitude diminishes in the slope breaks.

disminución progresiva del contenido de matriz hacia las facies más distales; esto nos demuestra, por tanto, que la fluidización fue suficiente para que este flujo de alta densidad adquiriese una movilidad importante.

## 6. CONCLUSIONES

La Ignimbrita de Arico se formó por el colapso gravitacional o explosivo de un domo o una colada fonolítica de elevada viscosidad y con un alto contenido en volátiles. Esto permite explicar el elevado grado de solda-

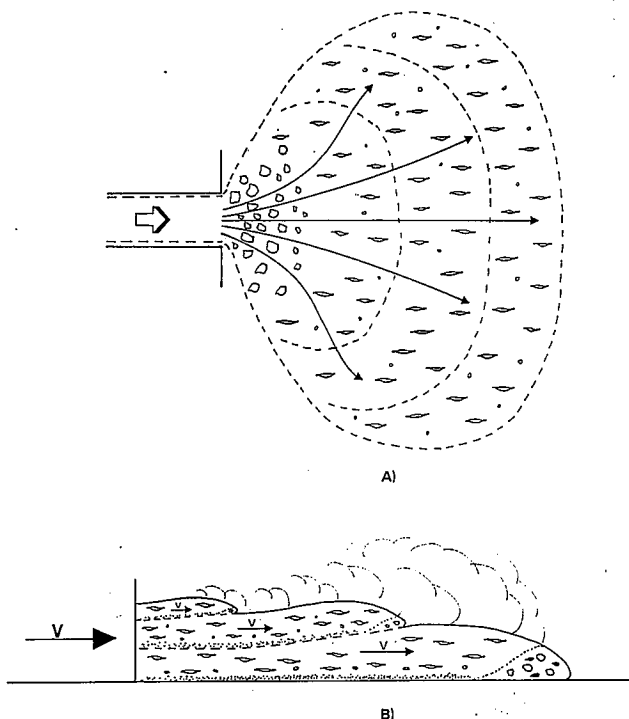


Fig. 5.—Diagrama esquemático en el que se muestra el comportamiento del flujo piroclástico en el momento de abandonar la zona canalizada (facies distales). El fenómeno de oleaje (surging) provocado por la disminución de velocidad del flujo genera la formación de varias unidades de flujo superpuestas que pueden dar lugar a repeticiones de la misma secuencia deposicional (ver cortes 5 y 6, fig. 2). A) planta. B) perfil.

dura (elevada temperatura de emplazamiento) que presenta, a pesar de ser un depósito de pequeño volumen, así como la presencia de abundantes líticos comagmáticos de obsidiana fonolítica.

Mediante el estudio de las distintas facies que presenta esta ignimbrita se ha podido interpretar su mecanismo de emplazamiento, comprobando la influencia que sobre él ejerció la topografía y la morfología del terreno. En los tramos proximales e intermedios se pueden reconocer claramente dos facies distintas correspondientes al depósito de la cabeza (zona inferior) y del cuerpo (zona superior) del flujo piroclástico, respectivamente. En los tramos finales la cabeza del flujo está ya muy diluida y el depósito corresponde básicamente al cuerpo del mismo. En estas facies distales se puede reconocer en algunos puntos una repetición de la misma secuencia deposicional, la cual puede explicarse por un proceso de oleaje (surging) que experimentaría el flujo al disminuir su velocidad en el momento de abandonar la zona canalizada.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer al Dr. Ferrán Colombo, de la Universidad de Barcelona, la revisión crítica del trabajo, así como sus observaciones sobre la dinámica de los flujos piroclásticos.

Proyecto de Investigación n.º 449 CSIC-CAICYT.

## BIBLIOGRAFÍA

- Alonso, J.J. (1986): Mecanismos de emisión y transporte de los grandes depósitos piroclásticos del Sur de Tenerife. *Anales de Física*, 82: 176-185.
- Alonso, J.J. (1987). *Estudio volcanoestratigráfico y volcanológico de los piroclastos silíceos del sur de Tenerife*. Tesis Doctoral, Univ. Compl. de Madrid: 359 pp.
- Ancochea, E., Fúster, J., Ibarrola, E., Cendrero, A., Coello, J., Hernán, F., Cantagrel, J. y Jamond, C. (1986): K-Ar chronology of volcanic eruptions in the Canary Island, Tenerife. *Terra cognita*, 6,2 (Abstract).
- Araña, V. (1971): Litología y estructura del Edificio Cañadas, Tenerife, *Estudios Geol.*, 27: 95-135.
- Araña, V. y Ortiz, R. (1986): Marco geodinámico del volcanismo canario. *Anales de Física*, 82: 202-231.
- Araña, V., y Brandle, J. (1969): Variation trends in the alkaline salic rocks of Tenerife. *Bull. Volcanol.*, 33: 1.145-1.165.
- Araña, V., Barberi, F., y Ferrara, G. (1985): Petrology and geochemistry of Teide-Pico Viejo volcanic complex. IAVCES Symps. Sicilia. 1985. (vol. Abstracts).
- Booth, B. (1973): The Granadilla pumice deposit of southern Tenerife, Canary Is. *Proc. Geol. Assoc.*, 84: 353-369.
- Boyd, F.R. (1961): Welded tuff and flows in the rhyolite plateau of Yellowstone Park, Wyoming. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72: 387-426.
- Fisher, R.V., Smith, A.L., y Roobol, M.J. (1980): Destruction of St. Pierre, Martinique by ash cloud surges, May 8 and 20, 1902, *Geology*, 8: 472-476.
- Freund, A. y Schmincke, H.U. (1986). Lithic-enriched segregation bodies in pyroclastic flow deposits of Laacher See volcano (East Eifel, Germany). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 25: 193-224.
- Fritsch, K. von y Reiss, W. (1868): *Geologische Beschreibung der Insel Tenerife*. Wurster and Co. Winterthur 469, pp.
- Fúster, J., Araña, V., Brandle, J., Navarro, M., Alonso, V., y Aparicio, A. (1968): *Geología y volcanología de las Islas Canarias*. Tenerife. I. Lucas Mallada, CSIC, Madrid, 218 pp.
- Lowe, D.R. (1982): Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sedim. Petrol.*, 32 (1): 279-297.
- Roobol, M.J., y Smith, A.L. (1975): A comparison of the recent eruptions of Mt. Pelée, Martinique and Soufrière, St. Vincent. *Bull. Volcanol.*, 39: 1.27.
- Rose, W.I., Pearson, T., y Bonis, S. (1977): Nuée ardente eruption from the foot of a dacite lava flow, Santiaguito volcano, Guatemala. *Bull. Volcanol.*, 40: 1-16.
- Ross, C.S., y Smith, R.L. (1961): Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations and identification. *U.S. Geol. Survey. Prof. Paper* 366: 1-77.
- Schmincke, H.U. (1969): Ignimbrite sequence on Gran Canaria. *Volcanology*, 33: 1.199-1.219.
- Sparks, R.S.J. (1976): Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, 23: 147-188.
- Sparks, R.S.J., Self, S., y Walker, G.P.L. (1973). Products of ignimbrite eruption. *Geology*, 1: 115-118.
- Walker, G.P.L., Self, S., y Froggat, P.C. (1981): The ground layer of the Taupo ignimbrite: a striking example of sedimentation from a pyroclastic flow. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 10: 1-11.
- Wilson, C.J.N. (1985): The Taupo eruption, New Zealand. II: the Taupo ignimbrite» *Phil. Trans. R. Soc. London*. A 314: 229-310.
- Wilson, C.J.N., y Walker, G.P.L. (1982): Ignimbrite depositional facies: the anatomy of a pyroclastic flow. *Jour. Geol. Soc. London*, 139: 581-592.
- Wolff, J., y Storey, M. (1983): The volatile component of some pumice forming alkaline magma from the Azores and Canary Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 82: 66-74.
- Wolff, J., y Storey, M. (1984): Zoning in highly alkaline magma bodies. *Geol. Mag.*, 121: 563-575.

Recibido el 4 de junio de 1987  
Aceptado el 17 de agosto de 1987