

GEOGRAFÍA Y ORDENACIÓN DEL TERRITORIO



2016-2017

FRAGMENTOS ESFÉRICOS EN COLADAS DE LAVAS HISTÓRICAS (GÉNESIS Y TIPOLOGÍAS)

Realizado por: Jonathan Goya Hernández

Dirigido por: Carmen Romero Ruiz

ÍNDICE

RESUMEN	2
ABSTRACT.....	2
1. INTRODUCCIÓN	3
1.1 ANTECEDENTES	3
1.2 OBJETIVO	5
2. ANTECEDENTES Y METODOLOGÍA.....	7
3. EL CONTEXTO GEOGRÁFICO	12
3.1 LA ZONA DE ESTUDIO:	12
4. LA ERUPCIÓN DE ARENAS NEGRAS O GARACHICO	14
5. LA ERUPCIÓN DEL CHINYERO.....	17
6. DESCRIPCIÓN Y GÉNESIS DE LAS BOLAS DE ACRECIÓN	18
7. RESULTADOS	21
7.1 ANÁLISIS ESTADÍSTICO	21
7.2 LOCALIZACIÓN	25
7.3 TAMAÑO.....	30
8. GÉNESIS Y TIPOLOGÍA DE LOS FRAGMENTOS ESFÉRICOS.....	31
9. CONCLUSIONES	35
10. BIBLIOGRAFÍA	37
1. ANEXO 3- TABLA DE LAS BOLAS DE ACRECIÓN EN EL VOLCÁN DE GARACHICO	45
2. ANEXO 4- TABLA DE LAS BOLAS DE ACRECIÓN EN EL VOLCÁN DEL CHINYERO	46

RESUMEN

Las coladas de lava, tanto aa como pahoehoe, están caracterizadas habitualmente por la existencia en su superficie de múltiples fragmentos de morfología más o menos esférica, cuya génesis y tipología aún no está bien definida en la literatura científica. En este trabajo se estudian las características de este tipo de fragmentos superficiales en las coladas de los volcanes históricos de Garachico y de El Chinyero. Estos volcanes corresponden a erupciones basálticas de edad y comportamientos eruptivos similares, pero poseen coladas de lava muy diferentes en cuanto a su área de emplazamiento, trazado y longitud, lo que permite analizar la importancia de factores diversos en la génesis y tipología de los fragmentos esferoidales de ambos conjuntos volcánicos.

Palabras clave: Bolas de acreción y/o fragmentos elipsoidales, Garachico, Chinyero, flujos lávicos, Dorsal de Abeque, basalto, peligros volcánicos.

ABSTRACT

Lava flows, both aa and pahoehoe, are usually characterized by the existence on its surface of multiple fragments of more or less spherical morphology, whose genesis and typology is not yet well defined in the scientific literature. In this paper we study the characteristics of this type of fragments superficial in historic Garachico and the Chinyero volcano washes. These volcanoes are basaltic eruptions of age and similar eruptive behaviour, but they have very different lava flows in terms of its location, layout and length area, allowing you to analyze the importance of various factors in the genesis and typology of spherical fragments of both volcanic sets.

Key words: balls of accretion or ellipsoidal fragments, Garachico, Chinyero, lava, basalt, Abeque Ridge, population flows.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES

La primera mención científica sobre la existencia de fragmentos esféricos y/o elipsoidales vinculados al emplazamiento de flujos de lava es la realizada por Jaggar para describir los rasgos superficiales vinculados a las coladas de lava de la erupción del Mauna Loa, en Hawaiki, en 1926, refiriéndose a ellas como “oncretionary balls” (Jaggar, 1926). Más tarde, Macdonald (1943) los describe como bolas de lava acrecionales asociadas a los flujos de lava de la erupción de Mauna Loa en 1942. Este autor señala su presencia en la superficie de muchos flujos lávicos aa y asocia su génesis al enrollamiento de lava viscosa alrededor de un núcleo de lava solidificada. Con posterioridad, Wentworth y Macdonald (1953) señalan también la existencia de estos elementos en flujos de lava de tipo pahoehoe.

Muchos autores posteriores, hacen mención a la presencia de estos elementos en flujos de lava aa y pahoehoe, pero sin añadir más datos acerca de su origen, morfología, o tamaño (Takahashi and Griggs, 1987; Harris et al., 2009; Murcia et al., 2014). Recientemente, Duraiswami et al., (2003), en su estudio sobre las lavas pahoehoe en losas, de transición a aa, de la provincia volcánica de Deccan, realizan un análisis morfométrico estableciendo sus dimensiones en centímetros en los tres ejes x,y,z, señalando tamaños que oscilan entre los 0,20 y 0,95 metros.

La primera referencia a la existencia de bolas de acreción en flujos lávicos activos en Canarias se encuentra en las crónicas que relatan la erupción de Garachico (Tenerife,1706) (Romero y Beltrán, 2015). En el relato anónimo que sobre esta erupción transcribe Darías Padrón, se menciona:

“se descolgaron por unos altos riscos...siete arroyos de fuego que, trayendo tras de sí y llevando por delante muchos gruesos peñascos...”

Fenómenos similares fueron descritos y filmados durante la última erupción subaérea de Canarias, Teneguía (La Palma, 1971), (Araña y Fuster, 1974), aunque no fue considerado como un elemento de peligro dado que su formación se produjo en un área sin poblamiento y cerrada a la población durante el desarrollo de la erupción. No obstante, las bolas de acreción más conocidas de Canarias son las que se encuentran en

la falda occidental del estratovolcán del Teide y que tradicionalmente son denominadas como “los huevos del Teide” (Araña et al., 1989; Beltrán y Doniz, 2009; Carracedo et al., 2006).

Carracedo (2004 y 2015) y Romero y Beltrán (2015), son los únicos autores que hacen referencia al peligro vinculado a este tipo de elemento de las superficies de las coladas. Romero y Beltrán (2015), señalan como las bolas de acreción pueden incrementar el poder destructivo de las coladas de lava; Carracedo, (2004), vinculan dichos peligros a los sectores donde las coladas de lava salvan pendientes pronunciadas durante su recorrido. Sin embargo, en las clasificaciones actuales de los peligros característicos del volcanismo, aunque evidentemente se consideran los flujos de lava como uno de los peligros volcánicos esenciales, la generación de las bolas de acreción asociadas a los mismos, no son consideradas como tales. (ver Fig 1)

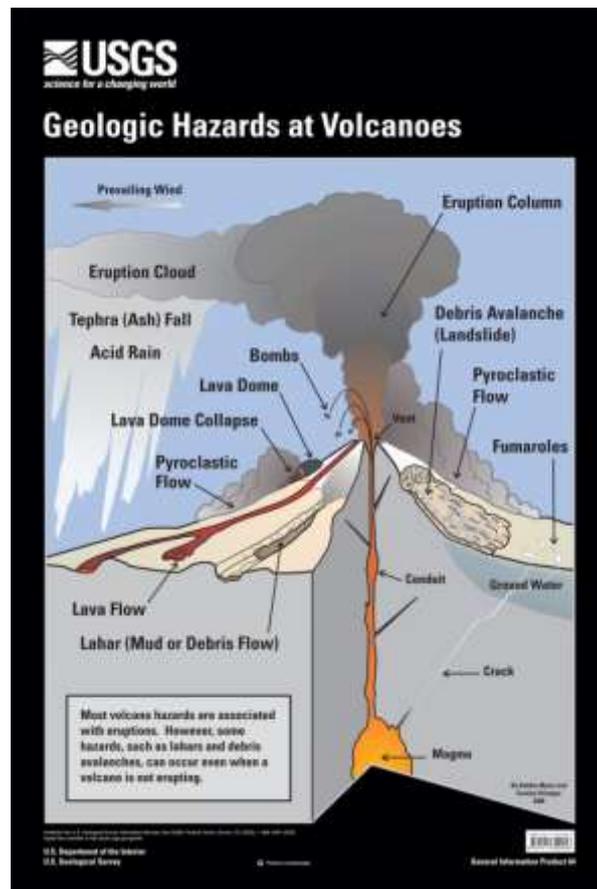


Fig.1- Esquema de los peligros volcánicos publicado por el Servicio Geológico de Estados Unidos, utilizado como referencia en el mundo de la volcanología. (Myers, B. y Driedger, C. 2008)

A pesar de los daños provocados en el pasado durante algunas erupciones volcánicas de las Islas Canarias por las bolas de acreción y de estar presentes en muchas

coladas de lava de las islas (Martínez, 1984; Romero, 1991; Carracedo, 2008; Zamorano et al., 2013), constituye un peligro volcánico que no ha sido considerado como tal en los planes de actuación del Riesgo Volcánico en Canarias (PEVOLCA). Y ello, a pesar de que, tal y como señalan Romero y Beltrán (2015), el 60% de los flujos de lava históricos de Canarias terminan por emplazar sus coladas de lava en sectores costeros, con frecuentes y abruptos cambios de pendiente, que son, además, las áreas más densamente pobladas de Canarias.

1.2 OBJETIVO

El objetivo final de nuestro trabajo es determinar si los fragmentos esféricos/elipsoidales o bolas de acreción, que se encuentran en muchas coladas de lava de naturaleza basáltica poseen los mismos rasgos morfológicos y son resultado de los mismos procesos genéticos. Para ello, se parte del estudio de los fragmentos esféricos/elipsoidales que caracterizan a los flujos basálticos de los volcanes históricos generados durante las erupciones de Garachico en 1706 y del Chinyero en 1909, ambos en la isla de Tenerife.

La elección de estos dos ámbitos se realizó, en primer lugar, porque se tratan de edificios correspondientes al mismo ciclo eruptivo, el histórico, y porque corresponden a flujos volcánicos de carácter máfico y naturaleza basáltica, de formas aún frescas y apenas retocadas por los procesos de erosión o de sedimentación. En segundo lugar, se consideró que era necesario contar con un mayor número de posibles factores que puedan estar condicionando la aparición y la morfología de dichos fragmentos en coladas de naturaleza máfica, (mayor o menor viscosidad de los fundidos, dinámica de los flujos, trazado de los mismos, pendientes de emplazamiento, longitud, anchura y potencia de las coladas, morfología superficial, etc). En tercer lugar, porque era necesario efectuar un estudio de las coladas de Garachico, al ser las únicas en Tenerife de las que poseemos datos referidos al efecto que las bolas de acreción tuvieron sobre el núcleo de población afectado durante la erupción.

Aunque ambos ámbitos constituyen coladas de lava de edad histórica, de naturaleza basáltica y con morfologías superficiales muy frescas, poseen trazados, recorridos y longitudes diversos en función de su emplazamiento en áreas con rasgos topográficos muy diferentes. De este modo, el desarrollo de las coladas de ambos

edificios muestra rasgos muy diversos, siendo el Chinyero un volcán de cumbres y Garachico un volcán de ladera. Esto se traduce en un mayor desarrollo longitudinal de las coladas del volcán de Garachico alcanzando un recorrido máximo en dirección Norte de 6,5 kilómetros; en contraposición, las coladas del Chinyero tienen una longitud mucho menor, de apenas de 4,5 km. Finalmente, otra de las diferencias entre ambos es el desnivel que saltan las coladas y los obstáculos que se encuentran en su avance.

Las coladas del Chinyero se derraman por un sector de desniveles relativamente poco acentuados, sin embargo, al emplazarse en la línea de cumbres, sus coladas van adaptando su trazado a la existencia de múltiples conos volcánicos, y discurren según la línea de máxima pendiente en dirección E-W (Montaña Poleos, Montaña de La Cruz, Montaña Aguda y Montaña Bilma) haciendo que las coladas se bifurquen o confluyan al encontrarse con dichos conos. El volcán de Garachico ubica su centro emisor en una de las laderas de la Dorsal de Abeque, favoreciendo que los flujos lávicos se derramen hacia la costa norte, en sectores de pendientes más acusadas; en este tránsito, las coladas no se ven interrumpidas por ningún obstáculo topográfico importante, pero al adaptarse a una orografía de detalle mucho más irregular y de mayor pendiente general (constituida por flujos de lava previos de la dorsal), termina por bifurcarse en un mayor número de brazos de menor potencia.

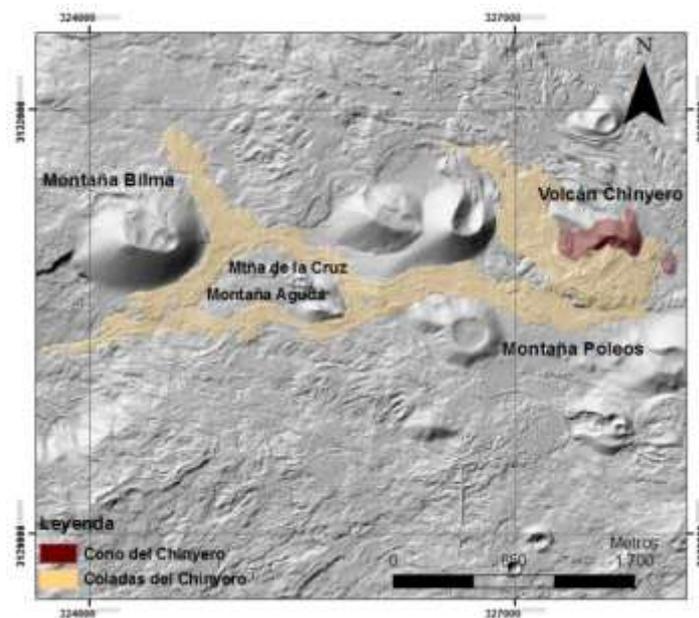


Fig. 2- Recorrido de los flujos lávicos del volcán del Chinyero.
Base cartográfica C.Romero.

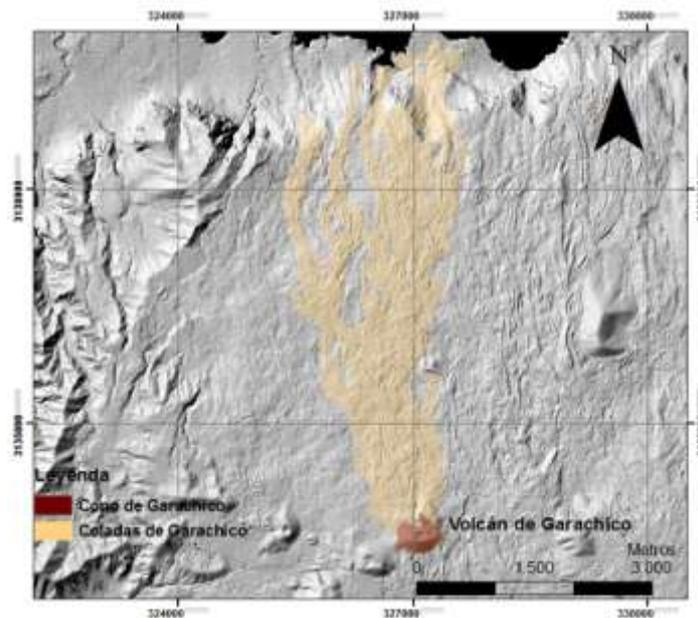


Fig. 3- Recorrido de los flujos lávicos del volcán de Garachico.
Base cartográfica C.Romero.

2. ANTECEDENTES Y METODOLOGÍA

Para la realización de este trabajo se utilizará el método empírico analítico, que es el más habitual en las ciencias sociales y naturales; este método está basado en la experimentación y la lógica empírica, a través de la observación y el análisis estadístico. De este modo, por ejemplo, en los estudios de Geografía Física de las Islas Canarias, ha venido siendo utilizado en los numerosos y variados trabajos previos insertos dentro de las líneas de investigación habituales desarrolladas en el Departamento de Geografía de la Universidad de La Laguna (Dorta, 1996; Marzol, 1996; Criado y Peña, 2003; Romero et al., 2000). Parte de los trabajos realizados en morfología volcánica tienen como método de estudio el establecimiento del tamaño y caracteres de determinados elementos de los territorios volcánicos a partir de la utilización de técnicas morfométricas (Dóniz, 2008).

La morfometría es una técnica de análisis que proviene del estudio de los organismos biológicos, y que se refiere al análisis cuantitativo de la geometría de un objeto (tamaño y forma). En este trabajo se aplican las técnicas de análisis morfométrico para caracterizar el tamaño y los caracteres de los fragmentos esféricos que caracterizan a los flujos basálticos históricos de Garachico y Chinyero

Los estudios de morfometría aplicada a las formas volcánicas cuentan con una trayectoria de más de 40 años. Porter (1972); Setle (1979) y Wood (1980), los utilizaron para caracterizar el tamaño de los conos volcánicos, estableciendo las correlaciones más importantes para su caracterización. Dohrenwens et al. (1986), son

los primeros autores que utilizan la morfometría para establecer el grado de degradación de los conos volcánicos. Con la llegada de los Sistemas de Información Geográfica (SIG), el establecimiento de los parámetros, así como el cálculo de las correlaciones necesarias para este tipo de estudios es mucho más fácil de obtener, por lo que los trabajos de morfometría aplicados a edificios volcánicos monogenéticos, y poligenéticos, se ha extendido a muchas regiones del globo (Grosse, 2012; Dóniz, 2008).

En España, el primer trabajo de volcanismo con la utilización de este tipo de técnica fue el llevado a cabo por (Romero et al., 2000) para caracterizar a los volcanes sumergidos del flanco E y N de la isla de Tenerife. La imposibilidad de efectuar observaciones directas de estos edificios volcánicos obligó a los autores a utilizar métodos de estudio basados únicamente en los rasgos batimétricos de estos volcanes. Aunque con anterioridad Carracedo (1998) ya había mencionado este tipo de técnicas para el estudio de los conos, no se había llevado a cabo un estudio sistemático de los mismos y sólo aplicó esta metodología para la caracterización del Volcán de La Corona.

El establecimiento de una línea de trabajo sistemática en morfometría aplicada al estudio de los volcanes monogenéticos basálticos de España comienza con el trabajo de Dóniz (2004), y ha sido aplicado, con posterioridad por este y otros autores a las islas de Tenerife, La Palma, Gran Canaria, Lanzarote y al campo Volcánico de Calatrava, (Dóniz et al., 2006; Becerra et al., 2008; Rodríguez González et al., 2011 y Kervyun et al., 2012 y Henley, online), entre otros.

Este tipo de metodología ha sido utilizada como hemos reseñado fundamentalmente para el estudio de los edificios volcánicos (conos de cinder, conos de spatter o edificios hidromagmáticos), existiendo sólo un trabajo de Galindo et al., (2013), cuyo objetivo era el establecimiento del tamaño de las bombas volcánicas asociadas a uno de los conjuntos eruptivos de Timanfaya. No existen, por tanto, estudios morfométricos en los que se analicen otro tipo de estructuras o elementos vinculados al desarrollo de flujos lávicos de tipo pahoehoe o “aa”.

Para comenzar a hacer este trabajo previamente se realizó una lectura y consulta de los estudios donde se mencionaran las bolas de acreción, fragmentos esféricos o formas elipsoidales que caracterizan a la superficie de muchos flujos lávicos. A continuación, se procedió a la selección de las áreas de estudio teniendo en cuenta que

ambas áreas tuvieran la mayor variabilidad de factores en su génesis y morfología que ello permitiese realizar comparativos entre los conjuntos volcánicos de Garachico y del Chinyero.

En la primera fase del trabajo se diseñó una tabla para la recopilación de información en el campo, considerando que parámetros tendríamos que extraer en las mediciones de las bolas de acreción. Sin embargo, cuando se realizó la primera salida de campo, se observó que los fragmentos a analizar no eran formas esféricas perfectas, sino que se trataban de formas elipsoidales por lo que se tuvo que rediseñar la tabla quedando finalmente como se observa en la Tabla 1. De hecho, el único trabajo donde se lleva a cabo un estudio morfométrico de este tipo de fragmentos lávicos, aplicado al estudio de las coladas del Deccan (Duraiswami, 2003), se utilizan datos similares (ver Tabla 2), aunque su aplicación a una muestra de tan sólo 18 fragmentos determina que no sea un estudio estadísticamente representativo.

Nº de identificación	Coordenadas (GPS)	Dm (x)	Dm(y)	Dm(z)	Tipo	Potencia de la corteza vítrea	Rasgos del interior	Localización en la colada	Rasgos de la superficie externa

Tabla 1.- Parámetros de obtención de datos en el campo.

Sr. no.	Sample no.	Dimensions (cm)			Morphological characteristics
		D _{min}	D _{int}	D _{max}	
1	BB1	15.9	17.5	18.5	Dense, non-vesicular lava ball devoid of any cracks.
2	BB2	22.5	23.9	25.8	Lava ball with small irregular vesicles. No prominent cracks.
3	BB3	32.4	34.0	36.1	Moderate-sized lava ball with few vesicles. Prominent cracks present along the periphery of the lava ball.
4	BB4	37.1	38.2	41.1	Lava ball with conchoidal surfaces, indicative of spalling, single large crack and a vesicular surface.
5	BB5	36.0	39.7	41.6	Vesicles and cracks characterise surface of lava ball. Vesicles are filled by fibrous zeolite. The cracks are numerous and are distributed over the entire surface.

Tabla 2 Datos utilizados para el estudio de las bolas de acreción de las coladas pahoehoe del Deccan realizado por Duraiswami (2003).

Como vemos el número de parámetros incluidos en las fichas realizadas por nosotros es mucho mayor que los considerados por estos autores, que sólo miden los diámetros x, y, z , para el cálculo del volumen, añadiendo algunos rasgos morfológicos como el tipo y rasgos de las vesículas de la roca, las grietas presentes en las mismas o algunos datos sobre su superficie. Es llamativo que en esa caracterización morfológica no se utilicen siempre el mismo número de parámetros para cada fragmento.

En nuestro caso, con el fin de que la muestra tuviera valor estadístico, se eligieron puntos de muestreo en sectores distintos de las coladas de los volcanes de Garachico y Chinyero, a altitudes diferentes y en sectores de diferenciados rasgos morfológicos (canales de lava, levas laterales, taludes lávicos) y en situaciones distales o proximales a los centros de emisión de ambos conjuntos volcánicos. En cada uno de estos sectores se tomaron la medida de como mínimo 20 bolas de acreción, siempre y cuando hubiera suficiente número de fragmentos con estos caracteres, procurando que entre éstas hubiera bolas de distinto tamaño.

Los parámetros recopilados en la fichas de campo fueron;

Número de identificación, a cada bola de acreción se le asignaba un número para llevar un recuento de las bolas medidas en cada estación de muestreo.

Coordenadas GPS, utilizadas para poder incorporar esa información a los Sistemas de Información Geográfica y obtener un mapa de distribución.

Diámetros, eje horizontal mayor (x), eje horizontal menor (y), y eje de altura (z). La toma de estas medidas es necesaria para el cálculo del volumen de cada fragmento.

Tipo, en este parámetro se diferenciaron entre bolas de tipo “A o B”, correspondiendo el primero (tipo “A”) a las bolas de acreción masivas; y el segundo (tipo “B”) a las bolas que muestran un núcleo de escoria y se encuentran rodeadas por una cubierta exterior de lava masiva.

Espesor de la cubierta masiva exterior, para las bolas de tipo “B” hubo que incorporar otro parámetro, con el que hacer referencia al espesor de lava masiva que envuelve al núcleo escoriáceo. En estos casos, se caracterizaba también los rasgos de los materiales que constituyen el núcleo de las bolas.

Emplazamiento, este parámetro hace referencia a la localización del fragmento respecto a elementos estructurales de las coladas, como canal, morrena lateral, morrena frontal y talud.

Rasgos de la colada. Descripción de los rasgos morfológicos superficiales de la colada donde se emplaza la bola de acreción.

Con posterioridad, y ya en gabinete y obtenidos los parámetros x,z e y de cada fragmento, se llevó a cabo el establecimiento del volumen de los mismos, utilizando para ello, la fórmula del cálculo del volumen de un elipsoide, que es la siguiente:

$$V = (4/3) \times \pi \times r1 \times r2 \times r3$$

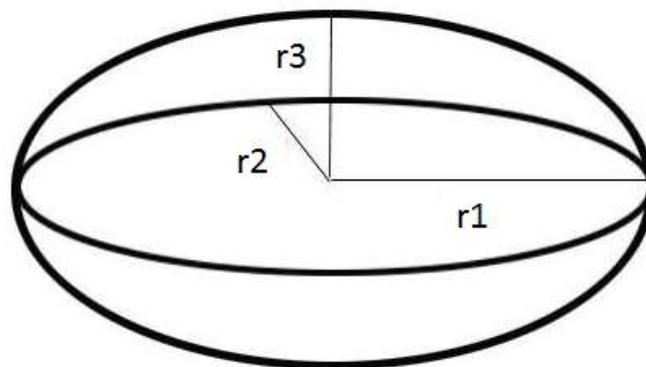


Fig. 4 Parámetros utilizados para el cálculo del volumen de los fragmentos, donde π , representa al número Pi y r1, r2 y r3, al radio de los diámetros x,y,z.

Con todos los datos obtenidos en la ficha de campo, se elaboró una base de datos que fue incorporada a un sistema de Información Geográfica, añadiendo los parámetros referidos a la distancia con respecto a los puntos de emisión de cada uno de los fragmentos y el volumen de los mismos.

Como ya hemos mencionado, inicialmente se intentó calcular el emplazamiento de cada bola de acreción mediante un sistema de posicionamiento global, pero ni la precisión del GPS utilizado, ni la gran cantidad de puntos considerados en cada uno de estos sectores, hacía viable el poder diferenciar la ubicación concreta de cada uno de los fragmentos medidos. Para poder representar cartográficamente la ubicación de muchos de estos fragmentos, sobre todo aquellos de mayor tamaño que son visibles en la fotografía aérea, se procedió a su cartografía manual.

3. EL CONTEXTO GEOGRÁFICO

3.1 LA ZONA DE ESTUDIO:

El archipiélago Canario está compuesto por siete islas de las cuales Tenerife es la más grande, posee una superficie de 2058 km² y una altura de 3178 metros. La isla tiene una planta en forma de triángulo con sus vértices constituidos por los macizos antiguos de Teno al Noroeste, (6,7-4,5Ma.), Anaga en el Noreste (6,5-3,5 Ma.) y Roque del Conde en el Sur (6,4- 12 Ma.) (Ancochea et al., 1990; Fuster et al., 1968; Guillou et al., 2004 y Carracedo et., 2007). En el sector central de la isla se localizan el conjunto de la caldera de las Cañadas (que comienza su construcción hace 3 Ma y prosigue su formación hasta los 100 ka, culminando con la formación de una caldera de colapso múltiple entre los 1,10 y los 0,17 Ma.) (Martí et al., 1994) y los estratovolcanes anidados de Teide y Pico Viejo (17.570 -150 BP) (Carracedo et al., 2003). Entre los macizos antiguos de Anaga y Teno y el conjunto central de la isla, se localizan los Rifts volcánicos NE y NW, o en su denominación local, las dorsales de Pedro Gil y Abeque, respectivamente. La actividad volcánica histórica está representada por erupciones de tipo monogenético y naturaleza basáltica (Romero, 1991), que se localizan fundamentalmente en los rifts de Abeque (Erupciones de Boca Cangrejo: 1492; Garachico: 1706 y Chinyero: 1909) y Pedro Gil (Erupción triple de 1704/1705). Solo una erupción de este período se inserta en el edificio Central y se emplaza en el dorso meridional de Pico Viejo (Erupción de 1798) (Romero, 1991).

La Dorsal de Pedro Gil se ha construido en tres etapas diferentes, separadas por hiatos de calma o con actividad volcánica reducida Carracedo et al., (2009). La primera etapa, datada en 7,26 Ma, aflora por debajo de las estribaciones meridionales del macizo de Anaga. La segunda etapa, datada en 2,71 Ma, sólo es observable en galerías. La tercera se desarrolla ya en el Cuaternario, con una fase de gran actividad volcánica entre 1,0 y los 0,5 Ma, y la formación de los colapsos laterales de Micheque, Güímar y La Orotava, y una fase posterior de actividad volcánica dispersa y menor frecuencia eruptiva. El volcanismo asociado a la última etapa se produce alrededor de los 30-40 ka. y se localiza en el área de contacto entre la Caldera de Las Cañadas y el rift NE. y en el interior de las depresiones et al., de La Orotava y Güímar (Carracedo et al., 2009; Abdel-Monem, 1971 y 1972; Ancochea et al., 1990)

Morfológicamente se trata de una dorsal de gran volumen que muestra la típica disposición de tejado a dos aguas, con una cumbre bien definida y configurada a partir de lineamientos de volcanes monogenéticos, y unas laderas empinadas, constituidas esencialmente por acumulaciones lávicas. El largo proceso de generación de esta dorsal, así como la complejidad de su evolución geológica, determina que en ella, las formas erosivas sean mucho más marcadas que en otras estructuras canarias de este estilo (Romero, 1986 y Dóniz, 2002).

La Dorsal de Abeque constituye una estructura volcánica tipo rift que se emplaza entre el macizo antiguo de Teno y el edificio Central Teide-Cañadas. Esta estructura volcánica acoge la mayor parte del volcanismo Holoceno de la isla, emplazando sus centros de emisión en el área de cumbres de la dorsal siguiendo directrices de componente NW.-SE y vertiendo sus coladas hacia las vertientes norte y sur. En realidad, los conjuntos eruptivos que forman la dorsal han generado la existencia de dos cadenas volcánicas distintas, Chio y Garachico, separadas por una depresión entre ellas. (Troll and Carracedo, 2016). Fuera de las alineaciones de conos de la cumbre, la dorsal se caracteriza por estar constituida por coladas de lava de menos de 20.000 años, que han alcanzado la costa con frecuencia (Carracedo et al., 2003), generando la formación de deltas y plataformas lávicas (Yanes et al., 1988). Por tanto, se trata de un área con un alto riesgo de verse afectada por coladas de lava en el futuro (Araña et al., 2000)

Morfológicamente, la dorsal posee forma de cuña siendo la ladera Norte la vertiente de menor desarrollo, puesto que desde la línea de cumbres hasta el mar apenas tiene unos 9,8 km de longitud, con desniveles del orden de los 183m/km. La ladera Sur, por el contrario, muestra mayor superficie y un desarrollo transversal que, de la línea de cumbres hasta el mar es de 11,8km, salvando desniveles menos acentuados del orden de los 138m/Km.

Esta diferencia en cuanto al desarrollo transversal de ambas vertientes es resultado no sólo de los procesos volcánicos asociados a su construcción sino también de una incidencia de la erosión diferenciada. La ladera septentrional muestra un notable acantilado, convertido ya en un paleoacantilado en la mayor parte de su trazado por la llegada frecuente de coladas a la costa. Se trata de la estructura volcánica de la isla que mayor número de procesos volcánicos históricos acoge, pues en la misma se han

desarrollado las erupciones históricas de Boca Cangrejo, en 1492 (Carracedo et al., 2007), Garachico, en 1706 (Romero, 1990 y 1991; Romero y Beltrán, 2015) y Chinyero, en 1909 (Romero, 1990, 1991 y Romero et al., 2009)

4. LA ERUPCIÓN DE ARENAS NEGRAS O GARACHICO

La erupción de Garachico es considerada como una de las erupciones de mayor impacto socioeconómico de Tenerife, ya que, sus coladas arrasaron con el principal puerto comercial de la isla (Darías Padrón, 1931; Romero, 1991; Romero y Beltrán, 2015). Por tanto, cabría esperar contar con numerosos relatos sobre este hecho; sin embargo, las referencias escritas que se conservan sobre este fenómeno son escasas. En primer lugar, porque dado el alto impacto de las coladas sobre la población, la mayor parte de los relatos describen sólo los acontecimientos que tuvieron lugar en los sectores más poblados, careciendo de información de lo que sucedía en el sector donde se abrieron los focos eruptivos (Romero y Beltrán, 2007). En segundo lugar, porque tanto a escala insular, como regional dichos acontecimientos pasaron a un segundo plano, al desarrollarse al tiempo de la Guerra de Sucesión Española (1701-1713), que focalizó la atención (Romero y Beltrán, 2015).

La erupción de Garachico comenzó apenas 14 meses después de terminada la erupción de Arafo de 1705. Sin embargo, a lo largo de esos meses se siguieron produciendo numerosos movimientos sísmicos, que afectaron fundamentalmente a las poblaciones de los Valles de La Orotava y de Icod (Romero, 1991). La continuación de los sismos se prolongó hasta el momento de apertura de una grieta eruptiva de unos 950 m de longitud; proceso que estuvo acompañado por ruidos subterráneos y anomalías térmicas superficiales (Romero y Beltrán, 2007 y 2015)

Durante la noche del 4 al 5 de Mayo de 1706 los habitantes del municipio de Garachico sintieron un aumento en la intensidad de los sismos, que dieron lugar a grandes sacudidas de tierra en torno a las 3:30 PM, provocando el pánico en la población. En este momento se produce un descenso en la sismicidad, que vino acompañado de un sonoro estruendo (Cassares, 1709), hecho que precedió a numerosas detonaciones. A 1300 m de altitud, en las cercanías y al NW de la Montaña de La Atalaya se empezó a emitir material incandescente de gran fluidez, que adoptaron la forma de fuentes de lava. Se formaron 12 pequeños edificios escoriáceos de un gran

desarrollo longitudinal, pero con alturas inferiores a 10 metros. Con el paso de las horas ya en la mañana del 5 de Mayo de 1706, la actividad volcánica se concentra en el sector suroriental de la grieta, pasando de una erupción de tipo Hawaiana a Estromboliana (Romero y Beltrán, 2007 y 2015). En la actualidad, la fisura eruptiva muestra dos sectores diferenciados, el noroccidental, generado en la primera fase de actividad hawaiana y constituido por conos de escorias soldadas, y el suroriental, construido durante el resto del período activo y caracterizado por una actividad de rasgos estrombolianos y estrombolianos violentos Ambos sectores mostraron comportamientos efusivos marcados, dando lugar a la emisión de flujos lávicos durante toda la erupción (Romero, 1991).

A lo largo del 5 de Mayo de 1706, la continua emisión de flujos lávicos, con velocidades de avance de unos 950 m/hora, hace que las coladas alcancen el acantilado a las 19:00 horas y se precipiten sobre el núcleo de población litoral. La primera colada se derramó por el sector SW de la ciudad, afectando parcialmente al puerto comercial de la ciudad de Garachico. (Romero y Beltrán, 2015) Dos horas más tarde a las 21:00 tres nuevos frentes de esa misma colada irrumpieron -en la ciudad por el Este (Ver fig 5).

La canalización de estas coladas de la lava por el antiguo Barranco de los Reyes, favoreció su llegada al mar y la destrucción total del antiguo puerto de Garachico. Pasados 7 días de la llegada de las primeras coladas a la ciudad, el 12 de Mayo vuelve a producirse una etapa efusiva, provocando que las coladas llegaran al frente costero. Sin embargo, el relleno del Barranco de los Reyes por las coladas anteriores obligaron a fluir a las nuevas coladas hacia el Norte (Romero y Beltrán, 2007 y 2015).

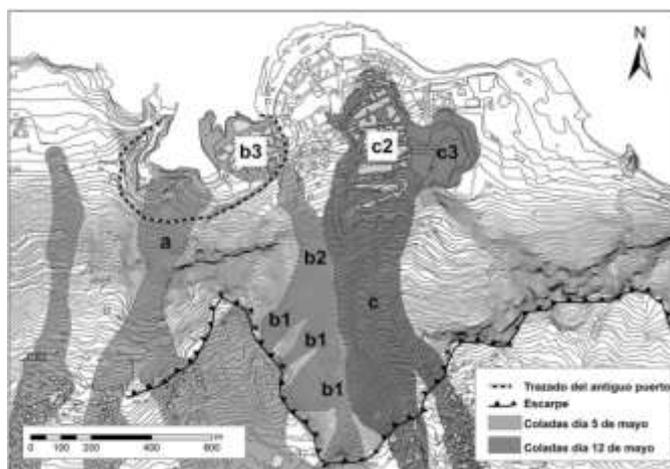


Fig. 5-Trazado de las coladas de la Erupción de 1706. Fuente: Romero Ruiz, C., & Beltrán Yanes, E. (2015).

El recorrido de todas estas coladas provocó la generación de bolas de acreción, pues los relatos de la época mencionan bolas incandescentes, saltando el acantilado y quemando casas a su paso. Al terror provocado por estos fenómenos se añadió el asociado a un eclipse solar total que duró aproximadamente tres horas provocando que el color rojo incandescente de las coladas iluminase el cielo, generando aún más miedo. El 28 de mayo, la población evacúa la ciudad. Finalmente, el 13 de Junio se pone fin a la erupción tras 40 días activos (Romero y Beltrán, 2015).

Actualmente, en el acantilado de casi 600 metros situado al sur del núcleo urbano, aún pueden verse los flujos de lava que llegaron a la ciudad. Estas coladas no muestran, sin embargo, la típica disposición de leveés laterales y canales de lava centrales, pues al saltar un escarpe muy alto se fragmentaron y desestructuraron convirtiéndose en auténticos taludes. Sólo en el sector del Barranco de Los Reyes aún quedan restos de los muros laterales de la colada del 12 Mayo de 1706, la cual alcanzó el antiguo muelle de Garachico. En la actualidad, no es posible seguir el recorrido preciso de las coladas en la ciudad, debido a las edificaciones construidas sobre las lavas. Por ello, no se conservan en estos sectores fragmentos de carácter esferoidal. No obstante, en la construcción de los muros agrícolas, que aún se conservan en determinados sectores de la isla baja, se emplearon los fragmentos de estos flujos lávicos, de modo que entre ellos se pueden observar bolas de acreción de pequeño tamaño. Sólo en los tramos de las coladas no antropizados existentes al pie del escarpe se conservan bolas de diámetros mayores. (Fig.6)



Fig. 6-Muro agrícola construido con bolas de acreción.

La mención en las crónicas a bolas de acreción y la constatación de su presencia en algunos tramos de las coladas, obliga a considerar estos elementos de las superficies de las coladas como un peligro volcánico a considerar, al menos en los sectores costeros donde la llegada de coladas en el futuro es probable. En este sentido, conviene recordar que la isla de Tenerife cuenta en la actualidad con 891.111 habitantes (Istac, 2016) y que la mayor parte de la población se sitúa en los sectores costeros

5. LA ERUPCIÓN DEL CHINYERO

La erupción del Chinyero se desarrolló durante el mes de Noviembre de 1909. Al igual que en Garachico, fue precedida de pequeños movimientos sísmicos durante un período de casi un año, hasta que a las 14:30 AM del día 18 de ese mes, coincidiendo con un terremoto de cierta intensidad, se abrió una fractura de unos 600 metros de longitud en la montaña del Chinyero, formándose 6 bocas eruptivas (Romero, 1992)

La actividad producida inicialmente a lo largo de la fractura, se concentró durante la mayor parte de la erupción en el sector NW de la misma (Romero, 1992) (Romero, 1992). En los días previos al 18 de Noviembre de 1909 comienzan a sentirse pequeños movimientos sísmicos y ruidos subterráneos provocados por el ascenso de magma. De esta forma, el 18 de Noviembre se abre la fractura por la que en su fase inicial, que dura aproximadamente hasta el 19 de Noviembre, adquiere carácter estromboliano, emitiendo material de proyección y flujos lávicos, (Romero, 1992). La etapa de mayor actividad se produjo entre el 19 y el 24 de noviembre de 1909 (Romero, 1992). Durante estos días, la actividad estromboliana fue sustituida por una actividad vulcaniana que Romero (1992) asocia al taponamiento temporal de una de las chimeneas eruptivas (Romero, 1992). Finalmente en los días 24 y 25 de Noviembre la emisión de fluidos y de proyección comienza a descender, para poner fin a la actividad entre los días 26 al 28 de Noviembre.

A diferencia del volcán de Garachico los flujos lávicos del Chinyero no afectaron a ninguna población a pesar de encontrarse en las proximidades de Santiago del Teide. La presencia de la Montaña de La Cruz, obligó a las coladas a bifurcarse en dos ramales; uno dirigido hacia el este, que dio lugar a una colada de unos 1600 m de longitud, y el otro, canalizado entre la Montaña de La Cruz y la de Poleos terminó por dividirse en dos brazos distintos, al norte y sur de la Montaña Aguda. Este último brazo

progreso hasta encontrarse con la Montaña de Bilma, que dio lugar a nuevas ramificaciones de la colada, una hacia el Sur y otra hacia el NW. Afortunadamente la emisión de brazo NW se detuvo antes de alcanzar Santiago del Teide. A diferencia de las coladas de Garachico, las del Chinyero tienen potencias medias superiores de entre 5 y 7 metros, alcanzando puntualmente espesores de hasta 10 metros.

Aunque no hay menciones en las crónicas de la erupción a las bolas de acreción, las coladas del Chinyero muestran un gran número de ellas, sobre todo en el brazo de lava que se dirigía hacia el NW y se quedó apenas a unos 600 metros de desnivel que cierra el Valle de Santiago por el oeste. Si estas coladas hubiesen alcanzado el escarpe las consecuencias de la erupción podrían haber sido mucho mayores de lo que lo fueron.



Fig. 7- Colada del Chinyero Ramal NW- Bolas de acreción.

6. DESCRIPCIÓN Y GÉNESIS DE LAS BOLAS DE ACRECIÓN

Las bolas de acreción han sido definidas como fragmentos lávicos superficiales que, como norma general, tienen tendencia a constituir bloques de forma más o menos esférica. No obstante, en muchas ocasiones estos clastos tienen algunos de los ejes x,y,z que muestran mayor desarrollo que los restantes configurando entonces clastos de morfologías elipsoidales (Wentworth and Macdonald, 1953). El tamaño de estos fragmentos varía desde pocos centímetros a varios metros; el diámetro máximo reseñado en los trabajos científicos es de 6 m, para las bolas de acreción existentes en una colada de transición pahoehoe-aa del volcán de Nesjahraun en Islandia (Stevenson et al., 2012). Un tamaño similar es el que poseen “Los huevos del Teide” del sector de

Montaña Blanca (Ridley, 1971), en Tenerife, de composición fonolítica-obsidiánica y datados ca. 1240 B.P. (Carracedo y Troll, 2013). Tamaños similares caracterizan también a algunos flujos lávicos como los de la Montaña del Tesoro en El Hierro, o de Timanfaya, en Lanzarote (Ver **Fig.8**, Romero, comunicación personal)



Fig. 8 Bolas de acreción de gran tamaño en las coladas de la Montaña del Tesoro en el Hierro (arriba, fotografía de C. Romero, 2003) y de Timanfaya (abajo, fotografía de Luis García Cacho, 2007).

Sin embargo, conviene señalar que no existen estudios donde se lleve a cabo una medida sistemática de los fragmentos esferoidales y elípticos vinculados a flujos lávicos de ningún lugar del mundo. Solamente, Duraiswami et al., (2003) realizan un pequeño muestreo para establecer su tamaño en las coladas, de la provincia volcánica de Deccan. Estos autores realizan su estudio sobre una muestra de tan sólo 18 fragmentos, tomando datos referidos a su diámetro máximo y mínimo que varía ente 15 y 99 cm, haciendo una pequeña descripción de estos fragmentos. A partir de este análisis establecen que el tamaño y la frecuencia de las bolas de acreción es tanto mayor cuanto mayor es la longitud del flujo (Duraiswami et al., 2003), de manera que este tipo de fragmentos se concentra en la parte más distal de los flujos.

Así mismo, no todos los autores señalan los mismos rasgos para estos fragmentos esferoidales, lo que permite la diferenciación de varias tipos diferentes;

Bolas de acreción con núcleo diferenciados Como ya señalamos, Wentworth and Macdonald, (1953) describen las bolas de lava acrecionales como fragmentos de forma esferoidal /elíptica, con ejes mayores que tienen casi el doble de largo que el eje menor y con diámetros comprendidos entre 7,6 centímetros y 4,5 metros, y con un núcleo interno de rasgos diferentes a la envuelta exterior, y que pueden aparecer tanto en coladas aa como pahoehoe.

El núcleo puede ser un fragmento de escoria de la parte superior del flujo, un bloque masivo que se desprende de la orilla del canal, o incluso un fragmento de lava más antigua arrancada de las paredes del conducto por el magma ascendente (Wentworth and Macdonald, 1953).



Fig.9:- Sección de una bola de acreción en la colada de lava de Keamoku. Fotografía de Macdonald (Chester and Macdonald, 1953)

El núcleo de este tipo de bolas de acreción está formado por uno o varios fragmentos de escoria; la mayor parte de las bolas abiertas presentan en su núcleo aglutinados de escorias, más o menos soldadas, destacando por tener un color rojizo, adquirido al alcanzar altas temperaturas al ser envuelto por la cubierta de lava en su trayectoria. Por otra parte, al estar compuestos por varios fragmentos de tamaños desiguales se caracteriza por ser un núcleo deleznable. En cuanto a la pátina que recubre estos fragmentos es de grosor variable, con espesores de entre 2,5 y 25,4 cm, y su tamaño nos informa del mayor o menor recubrimiento por capas de lava (Wentworth and Macdonald, 1953). Finalmente, su superficie es por norma general escoriácea, alternando en sectores con partes lisas, pudiendo estar recorridas por grietas y fracturas.



Fig. 10 Bolas de acreción en el volcán del Chinyero, con fragmento escoriáceo, a la derecha, y con aglutinados de escorias, a la izquierda.

Tradicionalmente en las primeras descripciones de flujos de lava, los fragmentos esféricos existentes en su superficie fueron catalogados como bombas volcánicas; es decir, como productos resultantes de la actividad explosiva, siendo explicados como fragmentos expulsados desde las bocas eruptivas con trayectorias balísticas. Sin embargo, a pesar de su semejanza morfológica con las bombas volcánicas, su origen no está asociado a procesos de proyección aérea, mostrando una estrecha vinculación con flujos lávicos. Se trata en realidad de elementos característicos de la superficie de las coladas aa y pahoehoe formados durante su recorrido.

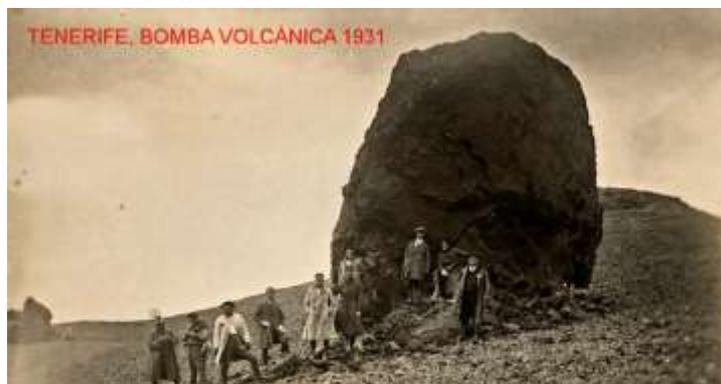


Fig. 11- Tenerife, bomba volcánica 1931, vulgarmente conocida como los “huevos del Teide”. Ejemplo de la confusión tradicional que había respecto al origen de las bolas de acreción. Fuente: FEDAC

7. RESULTADOS

7.1 ANÁLISIS ESTADÍSTICO

Para la obtención de las medidas de las bolas de acreción se ha dividido los flujos lávicos de cada volcán en tramos. El Chinyero debido al menor desarrollo longitudinal de sus coladas, consta de tres tramos; sin embargo, Garachico posee cuatro de estos segmentos. El establecimiento de las coladas de ambos volcanes en tramos (proximal,

medio-alto, medio-bajo, y distal) tiene como objetivo el análisis comparativo de las bolas de acreción con respecto a los centros de emisión de cada erupción. De este modo se han considerado cuatro sectores: distancia muy baja (>2km), distancia baja (2-3 km), distancia media (3-4,5 km) y distancia alta (4,5 -6,5 km). Dentro de cada segmento se ha localizado una estación de medida con el fin de obtener datos que nos permitiesen caracterizar cada tramo de las coladas de los volcanes de Garachico y Chinyero.

En cada una de estas estaciones de muestreo se midieron un máximo de 20 bolas; sin embargo, no todos los puntos de muestreo poseen un número suficiente de este tipo de fragmentos. En esta situación, se han tomados los datos de todos los fragmentos de localizados sobre la superficie lávica; este hecho explica porque no todas las estaciones tienen el mismo número de bolas de acreción.

En el volcán del Chinyero, la estación proximal se caracteriza por estar localizada en una colada formada por fragmentos de tipo aa y bloques que discurre sobre una superficie de escasa pendiente media (4,5°), sobre la que destacan, pequeños y medianos bloques erráticos, que corresponden tanto a fragmentos desplazados del edificio volcánico, como a bloques procedentes de la propia colada. Esta estación se midieron un total de 8 fragmentos, pero cinco de ellos, correspondían a bloques erráticos, sin patina exterior; por ello, sólo 3 de los ocho fragmentos corresponden a bolas de acreción, y muestran diámetros máximos de 400 cm y mínimos de 17,5 cm. La segunda estación de este volcán se caracteriza por ser el sector donde se produce un brusco cambio en la pendiente, con valores de entre 15 y 20°; por otra parte, el flujo lávico se canaliza entre las Montaña de la Cruz y Poleos hasta chocar contra la Montaña Aguda. presentando muros laterales de enfriamiento y canales de derrame muy bien definidos topográficamente, con valores de pendiente que llegan hasta los 28°. Se produce por tanto una bifurcación de la corriente de lava que rodea así la Montaña Aguda tanto por el norte como por el sur, saltando un sector de desniveles más pronunciados. En la parte anterior al cambio de pendiente, hay un menor número de bloques erráticos y ausencia de bloques del cono volcánico eruptivo; pero una vez que se produce el cambio de la pendiente, el número de bolas de acreción aumentas y éstas adquieren un mayor tamaño, contabilizándose un total de 32 de estos fragmentos con diámetros máximos de 360 cm y mínimos de 9 cm.

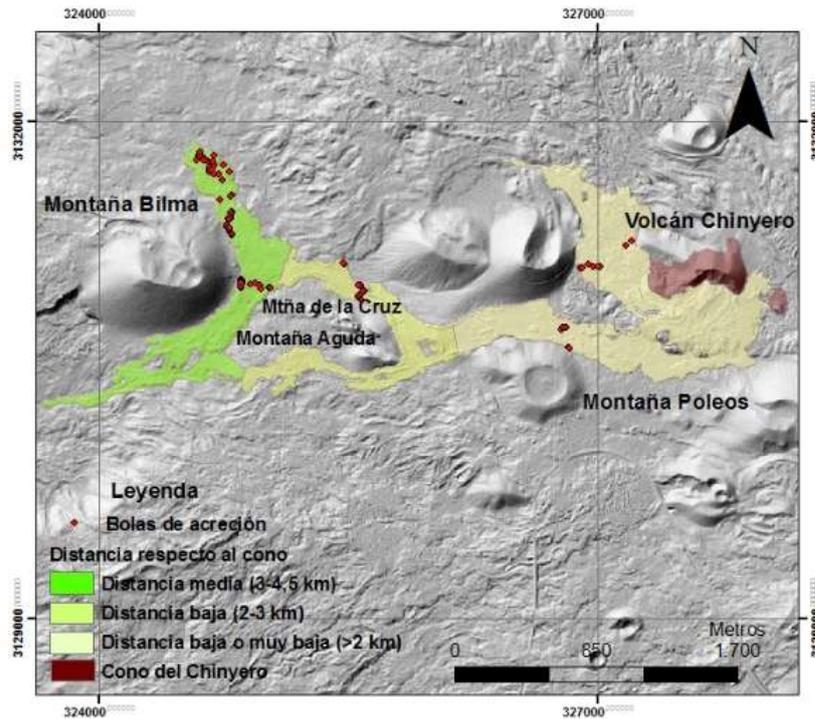


Fig.12- Localización de las bolas de acreción respecto a los centros de emisión del Chinyero. Base cartográfica C.Romero.

Finalmente, la última estación se caracteriza por ser una colada de fragmentos y bloques poliédricos pasando de ser flujo lávico de características aa a una colada en bolas, pues carece de los fragmentos irregulares y bordes espinosos de las aa. Es aquí donde los valores de pendiente son menos acusados (entre 2° y 8°). Las bolas características de esta estación son fundamentalmente elipsoidales representa un 67,7% de las bolas medidas en el volcán del Chinyero, puesto que en este sector se han registrado 68 de estos fragmentos con diámetro máximo de 800 cm y mínimo de 3 cm, con un tamaño medio de más de 50 cm de diámetro. Las bolas de mayor tamaño se acumulan hacia los bordes de la colada; junto a estas bolas, hay un gran número de bolas de tamaño menor a 10 cm de diámetro que se localizan en las paredes internas del canal y sus proximidades. En una visión de la superficie de la colada se aprecian pequeños montículos rojizos, que corresponden con la escoria existente en el interior de las bolas de acreción; eso significa que una buena parte de las bolas se fracturan durante transporte, por lo que su número es mayor en origen de lo que se aprecia actualmente.

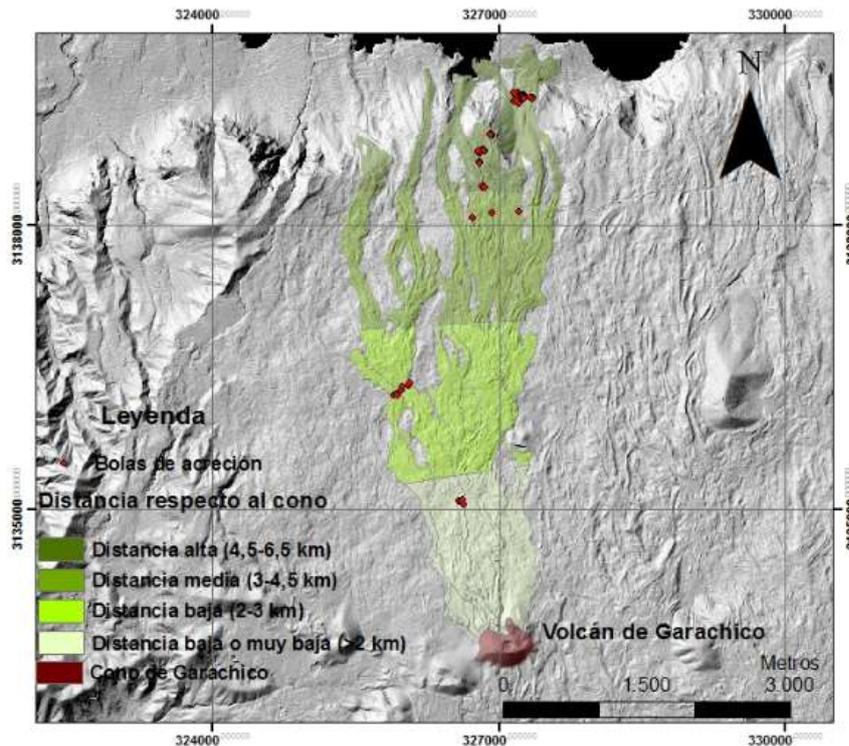


Fig.13- Localización de las bolas de acreción respecto al centro emisor de Garachico. Base cartográfica C.Romero

El flujo lávico de Garachico lo hemos dividido en cuatro estaciones. La estación proximal está caracterizada por la presencia de coladas muy masivas y desgasificadas, compuestas por grandes bloques, que corresponden a los últimos flujos emitidos por el volcán. Esta estación posee numerosos bloques erráticos distribuidos al azar sobre la superficie lávica; además se observa material de proyección en la superficie de la colada. Con respecto a las bolas de acreción, sólo pudimos tomar las medidas de 3 de estos fragmentos esféricos, con un diámetro máximo de 300 y un mínimo de tan sólo 13 cm. Estos fragmentos aparecen justo en la zona de transición entre el tramo proximal y el medio-alto, con valores de pendiente medios entre 10 y 15°. El resto de la superficie carece de fragmentos con estos rasgos.

En la segunda estación (2-3 km) se obtuvieron datos de 9 bolas de acreción, con un diámetro máximo de 423 y mínimo de 25cm, en sectores de pendiente muy variable que oscilan entre los 2 y los 14°. En la tercera estación (3-4,5 km), las bolas recopiladas han sido 2, con diámetros máximos de 42 y mínimos de 22 cm. Las coladas se caracterizan por mostrar pendientes entre 15 y 28° y tener fragmentos heterométricos con diámetros máximos de 1 m y diámetros mínimos de unos centímetros. Estos fragmentos han perdido ya su superficie irregular y bordes espinosos,

son fragmentos de superficie continua. En este sector, se ha localizado la bola de acreción de mayor tamaño de todo el volcán, en el interior de un canal de lava.

Finalmente, el último sector se caracteriza por la pérdida de la estructura típica de la colada, con levées marginales y canales centrales, y su transformación en un talud de escorias fragmentadas, al salvar un desnivel brusco de entre 400 y 550 metros, donde evidentemente las pendientes muestran los valores más altos de todos los sectores analizados, situándose entre 30 y 42°. Al pie del paleocantilado, las coladas vuelven a reestructurarse en canales y muros laterales contribuyendo a la formación de la isla baja. En esta estación se localiza la mayor parte de las bolas de acreción medidas en las coladas de Garachico, con un total de 43 de estos fragmentos y con diámetros máximos y mínimos comprendidos entre 300 y 15,5 cm.

7.2 LOCALIZACIÓN

En el volcán del Chinyero, los fragmentos esferoidales del sector de distancia muy baja (>2 km) son escasos, constituyendo un porcentaje insignificante (0,3%) respecto al total de fragmentos de este estilo que se encuentran sobre las lavas del volcán. El 32% de los fragmentos se localizan en zona de distancia baja (2-3km), concentrándose el 67,7 % de las bolas de acreción en la distancia media (3-4,5 km), coincidiendo en con la parte distal del flujo. (Fig. 14)

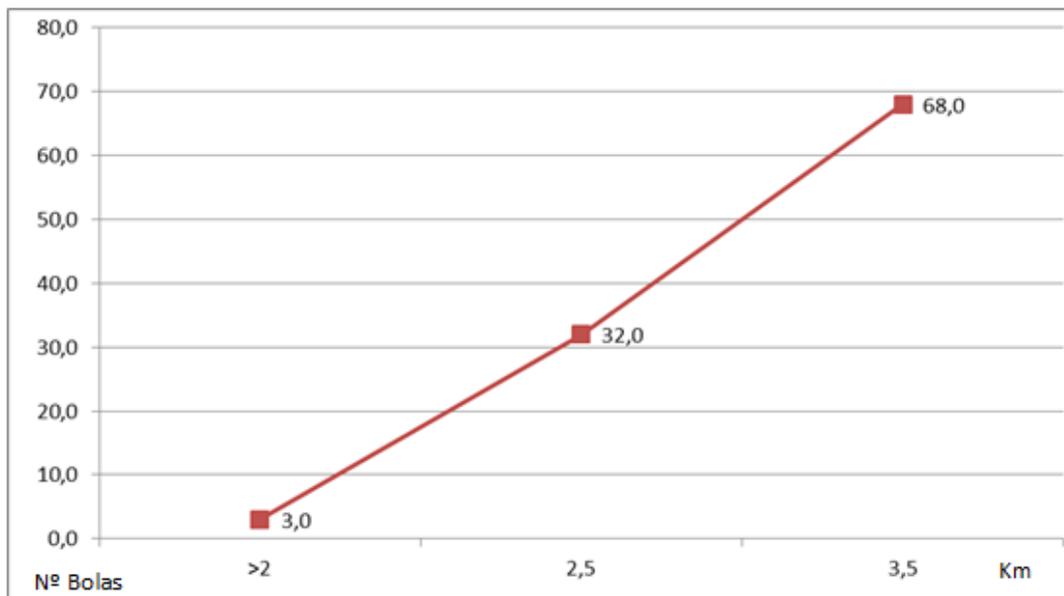


Fig. 14- Volcán del Chinyero. Gráfico de concentración de las bolas de acreción, respecto a los tramos establecidos; distancia muy baja (>2km);

En Garachico, tenemos que el 19,6 % de las bolas medidas están en la zona de transición entre la distancia muy baja y baja (>2 hasta 3 km), representando un porcentaje elevado si lo comparamos con los mismos sectores del volcán del Chinyero. Sin embargo, en la distancia media (3-4,5 km) se localizaron tan sólo 2 bolas de acreción con un porcentaje de 4,4%, mostrando diferencias significativas respecto al volcán del Chinyero, el cual posee un 32% de los fragmentos esferoidales en este sector. Esto contrasta con el sector más distal de la colada, distancia alta (4,5 -6 km), con respecto al cono, donde se concentran el 76% de las bolas de acreción medidas. (Fig.15)

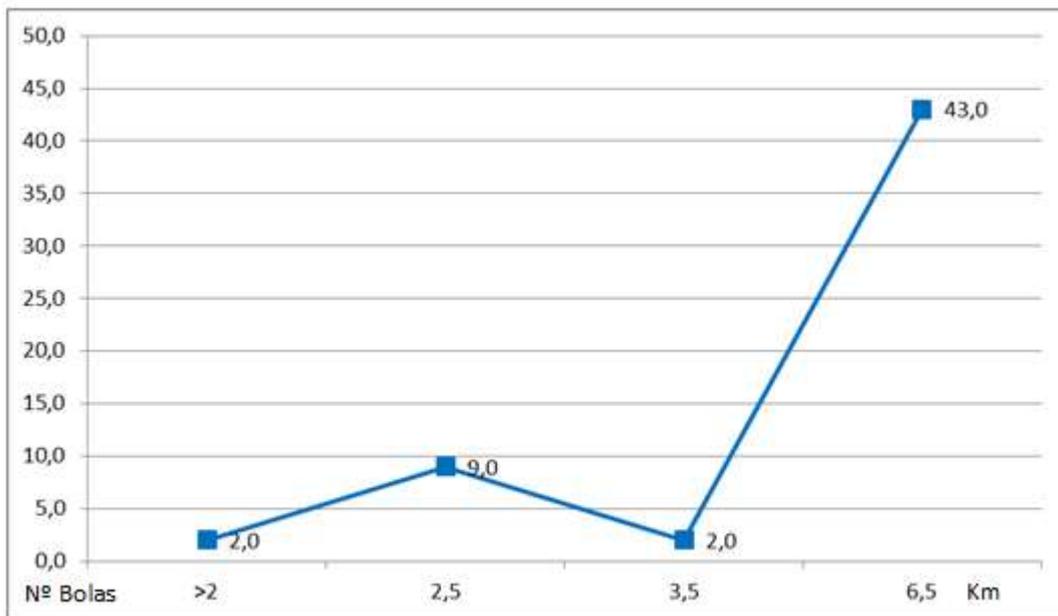


Fig. 15- Volcán de Garachico (línea azul). Gráficos de concentración de las bolas de acreción, respecto a los tramos establecidos; distancia muy baja (>2km); distancia baja (2-3km); distancia media (3-4,5 km); distancia alta (4,5-6 km).
Elaboración propia 2017.

Por otra parte, en las diferentes estaciones se ha realizado una localización de las bolas medidas, respecto a las estructuras de los flujos lávicos (canales, muros y taludes), obteniendo que el 100% de las bolas registradas en el volcán del Chinyero, en la distancia muy baja (>2 km) se emplazan en las leveés laterales de la colada. Sin embargo, en la distancia baja (2- 3km) el 100% de las bolas se encontraban en el cauce de la colada. Finalmente en la distancia media (3-4,5 km) las bolas se repartían 70, 28 % en los canales de la colada y el 29,41% en las morrenas de las mismas. De este modo, si analizamos los totales de fragmentos en función de su emplazamiento, podemos afirmar que en El Chinyero la mayor parte de los mismos se localiza en el interior de los canales de lava (77%) y un porcentaje mucho menor en los muros laterales y frontales (22,3%).

En cuanto a la localización de las bolas de acreción respecto a los elementos estructurales de la colada del volcán de Garachico, el 100% de los fragmentos de las distancias muy bajas (>2 hasta 3km), se emplazaron en la morrena de la colada. En la distancia baja se produce un reparto entre el cauce con un 29 % y las morrenas con un 70 %. Así mismo, en la distancia media (3-4,5 km) el 100% de las bolas se sitúa en los cauces. Finalmente, en la distancia alta (4,5-6,5 km) se produce un reparto de los fragmentos entre, el cauce con 41,80 %, la morrena 34,80% y el talud 23,25%, debido a que en esta última estación es donde la colada salta el escarpe prelitoral. Todo ello significa que el tanto por ciento más elevado de fragmentos esféricos se localiza en los muros laterales (51%), aunque seguido de cerca por los que lo hacen en el interior de los canales (40%). Sólo un 9% de dichos fragmentos se localizan en sectores de taludes escoriáceos.

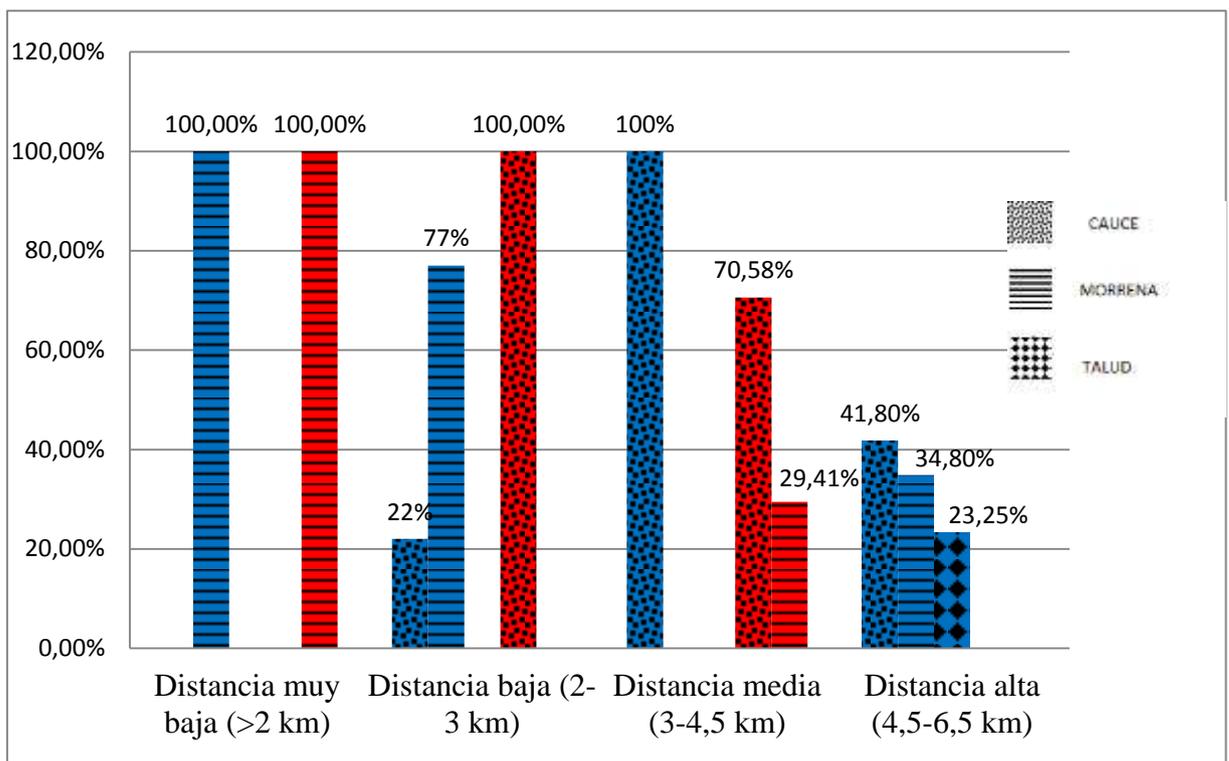


Fig.16- Gráfico de localización de las bolas de acreción de los volcanes de Garachico (azul) y Chinyero (rojo) en los flujos lávicos. Elaboración propia 2017.

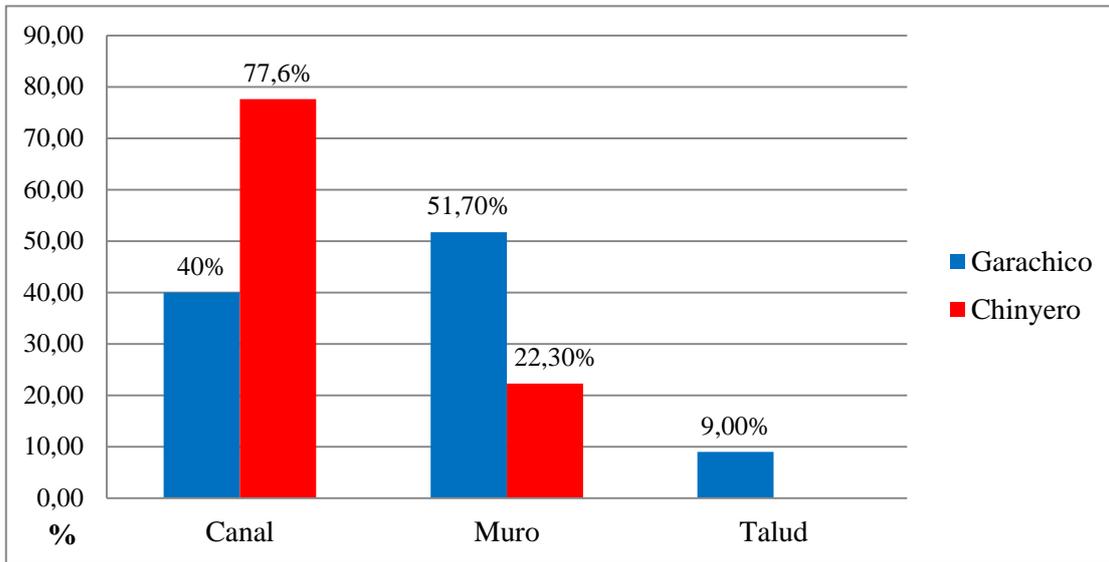


Fig.17-Gráfico de emplazamiento de las bolas de acreción de los volcanes de Garachico (azul) y Chinyero (rojo) en los flujos lávicos. Elaboración propia 2017.

Dado los altos contrastes obtenidos para los valores de volumen de los fragmentos esféricos de ambos volcanes, se ha optado por calcular su logaritmo neperiano (LN) con el fin de poder representarlos en un único gráfico. (**Fig18- Fig. 19**)

En el estudio de los fragmentos esféricos del Volcán de Garachico y Volcán del Chinyero se pone de manifiesto que no parece existir relación entre la distancia respecto al cono emisor de la bola de acreción y su volumen. Observando la **Fig. 18**, no existe una correlación entre el volumen de las bolas de acreción y la distancia de las mismas respecto al cono emisor. Sin embargo, si podemos decir que los volúmenes más grandes se localizan en las distancias más próximas al cono en el caso del volcán del Chinyero (**Fig. 19**).

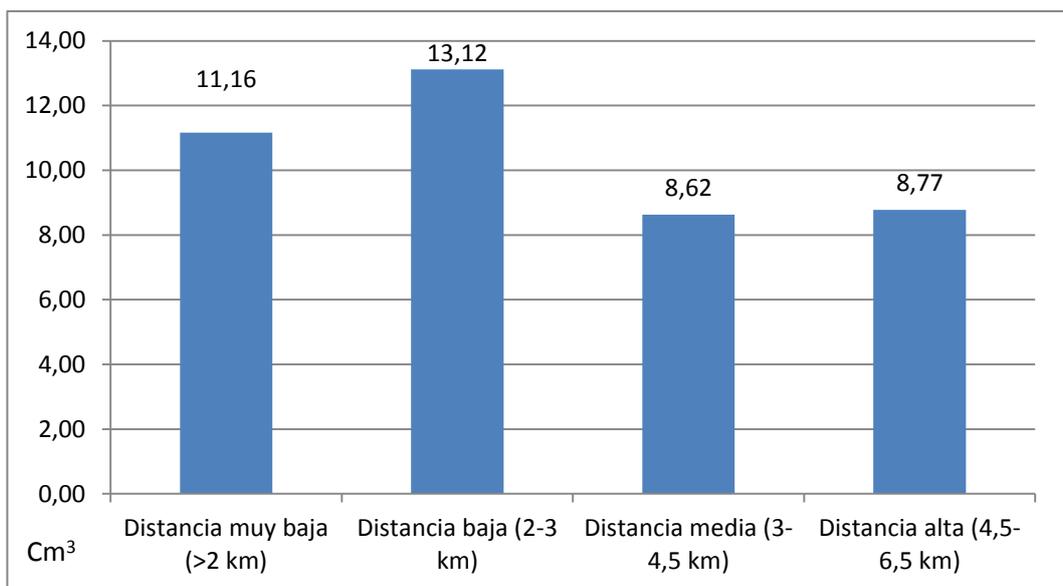


Fig. 18 Gráfico del volumen de las bolas de acreción en el volcán de Garachico (azul). Elaboración propia 2017.

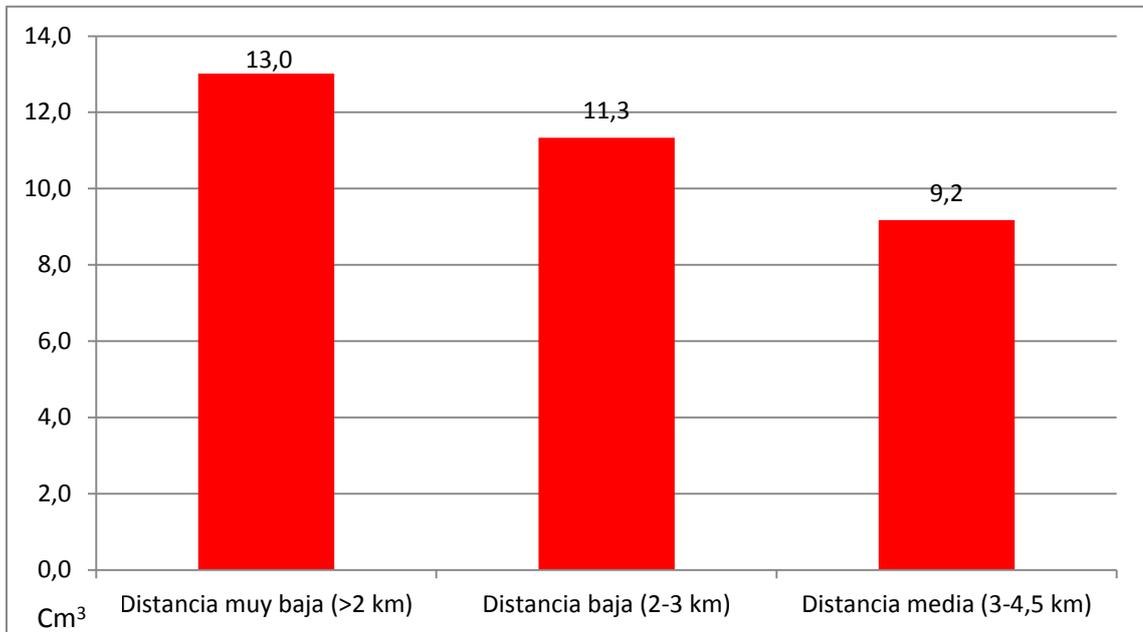


Fig. 19 Gráfico del volumen de las bolas de acreción en el volcán del Chinyero (rojo). Elaboración propia 2017.

El gran volumen que adquieren los fragmentos de mayor tamaño determina que durante su traslado y emplazamiento se produzca una fragmentación de las mismas, que deja ver su constitución interna y permite la medida de la cobertera masiva exterior (pátina). Tras la toma de datos de volumen y pátina, y el posterior estudio de los mismos, se concluye que no existe una relación de dependencia entre dichos valores, es decir, son variables independientes, pues a mayor volumen de la bola de acreción la pátina no es mayor (**Fig.20** y **Fig.21**).

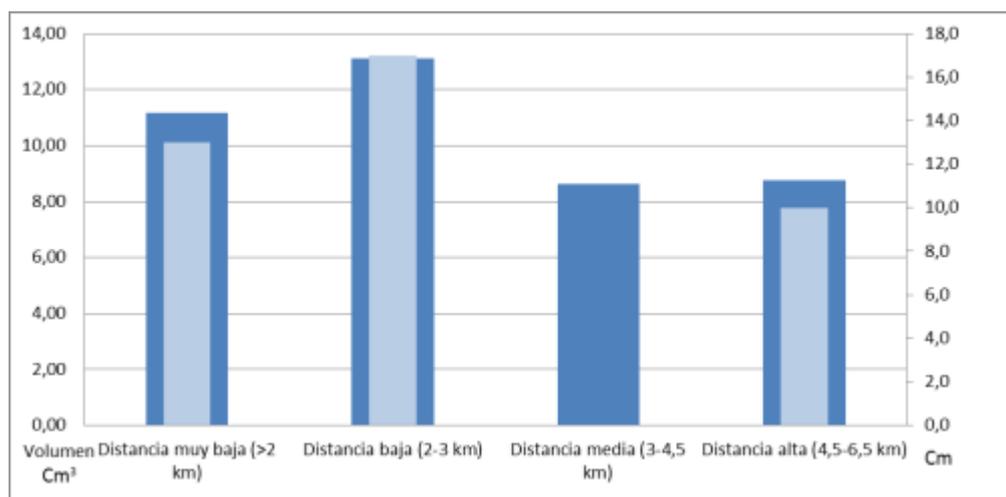


Fig. 20- Gráfico del volumen (azul fuerte) en relación a la pátina (azul claro) de las bolas de acreción en el volcán de Garachico (azul). Elaboración propia 2017.

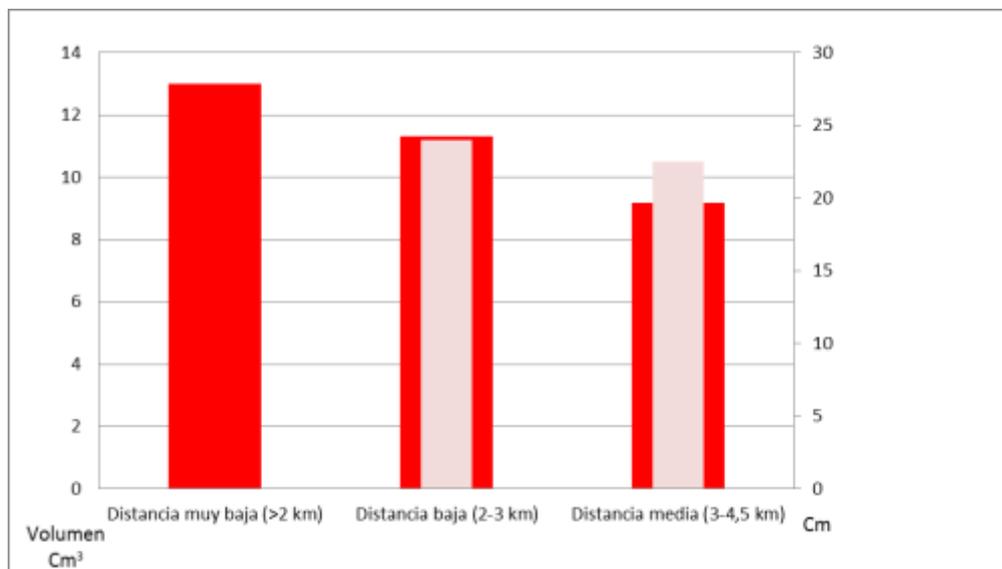


Fig. 21- Gráfico del volumen (rojo fuerte) en relación a la pátina (rosa) de las bolas de acreción en el volcán del Chinyero. Elaboración propia 2017.

En este análisis destaca el volcán del Chinyero, pues, aunque sus fragmentos poseen menor volumen, los valores de la cobertura masiva exterior alcanzan entre 25 y 23 cm de pátina, frente al recubrimiento que poseen las bolas del volcán de Garachico con valores brutos de 15 y 16 cm.

7.3 TAMAÑO

En cuanto al tamaño de estos fragmentos, se ha realizado una clasificación en función del radio de su diámetro mayor (DM):

- **muy grandes**, con DM superior a 200 cm,
- **grandes**, con DM mayor a 100 cm,
- **medianas**, con DM superior a 20 cm y finalmente
- **pequeñas**, con DM de 1 hasta 20 cm.

Con los datos obtenidos en los dos volcanes se ha realizado un gráfico que permite llevar a cabo una comparativa entre ellos. El volcán de El Chinyero destaca por poseer un mayor número y tamaño de las bolas clasificadas como muy grandes (entre los 400 y los 180 cm de DM).

En cuanto al volcán, de Garachico solo se localiza un bola catalogada como muy grande, con 211,5 cm de DM. Dado el bajo número de fragmentos de esta categoría y con el fin de tenerla en consideración de cara a su representación gráfica, se ha optado por incluirla dentro de la categoría inmediatamente inferior de bolas grandes, que agrupa entonces un número total de 7 bolas.

Por último, las bolas clasificadas como medianas siguen caracterizando fundamentalmente a las coladas de lava del volcán de El Chinyero, pues éstas no sólo aparecen en mayor número en este volcán sino que también poseen los valores más altos de DM de esta categoría. Sólo las bolas más pequeñas tienen rangos parecidos en ambos volcanes. (Ver **Fig.22**)

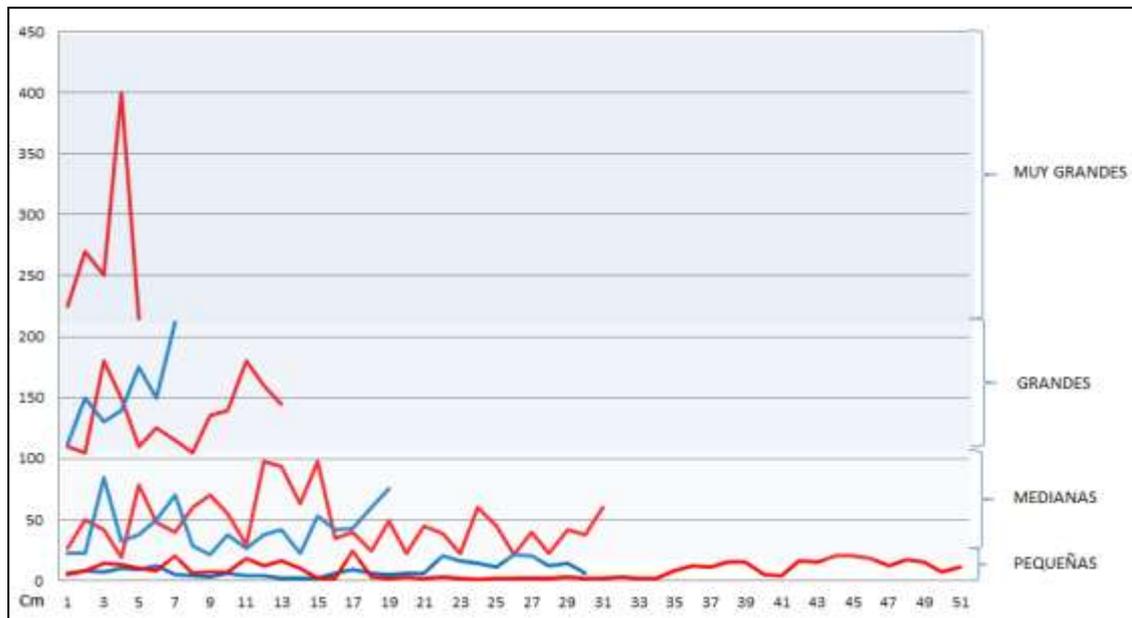


Fig. 22- Gráfico del tamaño máximo del DM (x) R1 bolas de acreción. Comparación volcán del Chinyero (rojo) y Garachico (azul). Elaboración propia.

8. GÉNESIS Y TIPOLOGÍA DE LOS FRAGMENTOS ESFÉRICOS

Tanto los rasgos morfológicos obtenidos en campo, como los datos adquiridos de su estudio estadístico, ponen de manifiesto que existe una amplia variedad de tipos de fragmentos esféricos, y que no todos, además, poseen mecanismos de formación similares.

La formación de estos fragmentos esféricos o elipsoidales se lleva a cabo de cuatro formas diferentes. La primera de ellas coincide con lo que señalan autores como Macdonald (1943) y Stevenson (2012), y se asocia a la inmersión durante su emplazamiento de fragmentos solidificados, pero aún con altas temperaturas, de la superficie de la colada de lava en el sector fundido de la misma, lo que posibilita la

formación de una cobertera de lava fundida, que se solidifica durante la emersión de la bola hacia la superficie.

Si la colada transcurre por sectores de pendientes acusadas y encauzada en canales de lava bien definidos se produce una aceleración de la velocidad y una mayor posibilidad de que los fragmentos superficiales se sumerjan en la parte fundida, lo que favorece la generación de bolas de acreción. De esta forma estos fragmentos, por inercia, rotan sobre sí mismo cubriéndose por una o varias capa de lava. Este tipo de bolas de núcleo escoriáceo son las de mayor fragilidad, rompiéndose gran parte de ellas durante el proceso de emplazamiento de los flujos lávicos. Este tipo de bolas son más frecuentes en las coladas del Chinyero que en las de Garachico. (**Fig.23** y **Fig.24**)



Fig. 23- Bolas de acreción con núcleo escoriáceo, volcán del Chinyero.



Fig.24-En la superficie de la colada se aprecian pequeños montículos rojizos, que corresponden con la escoria existente en el interior de las bolas de acreción.

En segundo lugar, Stearns (1929) propone una génesis que asocia a un fragmento de proyección aérea cuando éste cae en el interior del cráter, donde se recubre de lava fundida, y vuelve a salir al exterior durante una explosión posterior. En nuestro caso, no hemos visto ningún tipo de fragmento, ni en Garachico ni en Chinyero que cumpla con estos caracteres. Aunque en las cercanías a los conductos eruptivos de ambos volcanes existen bombas volcánicas de diferente tamaño y morfología, ninguna de ellas, sin embargo, parece corresponder a fragmentos de esta génesis, pues muestran morfologías almendradas, fusiformes o flaminadas y nunca de carácter esferoidal

En tercer lugar, las bolas de acreción se pueden formar a partir de bloques erráticos, o “rafts”, generados durante procesos de rafting de conos volcánicos y el transporte pasivo de sectores del edificio por coladas de lava (Valentine and Gregg, 2008). Estos son transportados en la superficie de los flujos lávicos pudiendo desplazarse varios kilómetros desde el cono hasta su lugar de emplazamiento definitivo (**Fig. 25**).

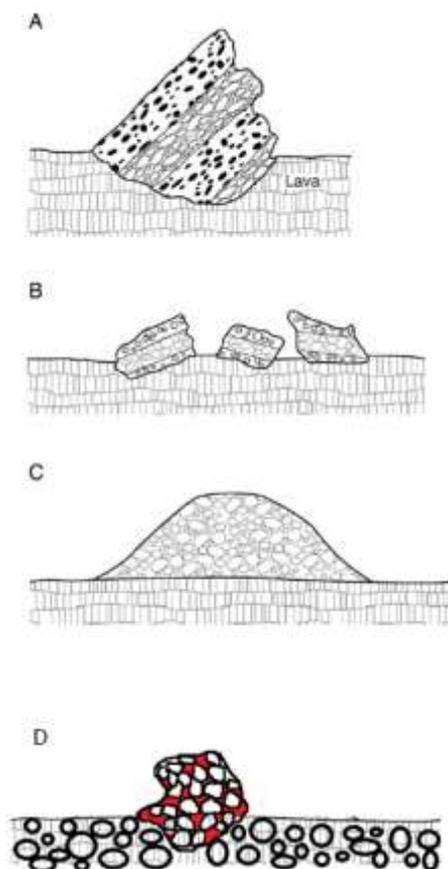


Fig. 25- A) Bloque errático con preservación estructural de las capas de escorias y aglutinados del cono, B) bloque errático de aglutinado de escorias, C) bloque errático de piroclastos sin consolidar. D) bloque errático de fragmentos solidificados de la colada de lava. Elaboración propia a partir de Valentine and Gregg (2008).

Sin embargo, para que estos bloques erráticos puedan llegar a transformarse en bolas de acreción, es necesario que se produzca un cambio brusco de pendiente. En estos sectores, la posibilidad de que los fragmentos que navegan sobre la superficie de la lava puedan sumergirse en su interior aún fundido es mucho mayor. La rotación de dichos fragmentos en la superficie de la lava y su inmersión en el fundido aún plástico de la misma provoca el recubrimiento del bloque con capas de lava. En estos casos, el interior de las bolas de acreción puede ser muy variado, pues depende del tipo de bloque errático a partir del cual se desarrollan (**Fig. 26**).



Fig. 26- Canalización de un bloque errático en la erupción del Teneguía (1971).
Fuente (<http://www.rtve.es/alicarta/videos/documentales-color/erupcion-del-teneguia-diario-volcan/2898715/>).

En cuarto lugar, cuando la colada salva escarpes de gran altura, como ocurrió en el área costera de Garachico, fragmentos sueltos de la colada pueden disgregarse del movimiento de la misma y rodar aún calientes vertiente abajo, pero sin entrar en contacto con el flujo fundido de la colada, redondeándose a medida que botan sobre la ladera y saltan el desnivel. En este caso, los fragmentos esféricos son masivos, de superficies lisas y sin núcleo interior escoriáceo. Este proceso de formación de bolas de esferoidales puede observarse en la película del NODO del volcán del Teneguía (<http://www.rtve.es/alicarta/videos/documentales-color/erupcion-del-teneguia-diario-volcan/2898715/>). La velocidad adquirida durante la formación de este tipo de bolas esféricas determina que muchos de estos fragmentos se rompan cuando impactan contra el suelo, formándose una escombrera de clastos de formas geométricas al pie de la misma. La presencia de estos taludes, el emplazamiento de las bolas a su pie y el

tamaño, generalmente menor, de las bolas esféricas formadas mediante este mecanismo, ayuda a su interpretación genética. (Fig. 27)



Fig.27-Bola esferoidal masiva del volcán de Garachico y talud de emplazamiento de las mismas.

Finalmente, en quinto lugar, existen fragmentos esféricos que se desarrollan en la superficie de las coladas cuyo origen parece estar asociado a los procesos de fricción producidos entre los clastos durante el movimiento de la colada. Como en el caso anterior, son fragmentos esféricos de pequeño y muy pequeño tamaño, cuya presencia aumenta a medida que aumenta la distancia frente al cono emisor.

9. CONCLUSIONES

Una de las principales conclusiones de este estudio es que no todos los fragmentos de morfología esférica o elipsoidal pueden ser considerados como bolas de acreción. Para que los fragmentos esféricos sean calificados como tales debe haber crecimiento del fragmento por adición de lava y/o escorias durante el proceso de transporte y emplazamiento. Sin embargo, el estudio de muchos de los fragmentos esferoidales de los volcanes de Garachico y Chinyero, ha puesto de manifiesto que dichos fragmentos corresponden a bolas masivas de lava, sin interior escoriáceo, y con superficie externa lisa, sin escorias pegadas. La falta de crecimiento por adición de lava o escorias de estos fragmentos impide su catalogación como bolas de acreción.

La génesis de estos fragmentos esferoidales no siempre, por tanto, se asocia a mecanismos similares. En este trabajo se proponen cuatro tipos distintos de mecanismos de formación para los fragmentos esferoidales, de los cuales, sólo dos de ellos pueden considerarse como auténticas bolas de acreción:

1.- Inmersión de fragmentos sueltos o aglutinados de la superficie lávica en el interior fundido de la misma.

2.- Inmersión de bloques erráticos, de hasta 4 variedades distintas según su constitución, en el fundido lávico, lo que determina la existencia de al menos cuatro variedades distintas de bolas a partir de bloques erráticos.

El resto de fragmentos esféricos no poseen el rasgo de acreción que permite considerarlos como tales, es decir, aquellas que se forman por fricción de fragmentos de la superficie de la colada y los que derivan de la caída de fragmentos a lo largo de laderas de pendientes muy empinadas.

Autores como Duraiswami et al., (2003) señalan que el número y tamaño de las bolas de acreción es tanto mayor cuanto mayor es la distancia al centro emisor. Es cierto que el mayor número de elementos esferoidales se concentra en los sectores distales de las coladas de Garachico (76,6%) y El Chinyero (67,7%). Sin embargo, conviene tener presente que la mayor parte de estos fragmentos no corresponden, en realidad, a auténticas bolas de acreción.

Por otra parte, a través de las medidas obtenidas en campo, se obtiene que no existe tampoco correlación entre la distancia del flujo respecto al centro emisor y el volumen de las bolas de acreción, tal y como mencionan Duraiswami et al., (2003). De hecho, las bolas de acreción de mayor tamaño y volumen analizadas en este trabajo se localizan en sectores próximos a los centros emisores, lo que indica su asociación con la presencia de bloques erráticos.(Fig.28)



Fig.28-A) Bloques erráticos del volcán del Garachico **B)** Bola de acreción de núcleo escoriáceo, en el interior de un canal de lava del volcán de Garachico.

Las marcadas diferencias en cuanto a la localización espacial de las bolas de acreción de ambos volcanes (canal, muros laterales y frontales y taludes escoriáceos), emplazadas fundamentalmente en los canales de lava en el caso del volcán de El Chinyero, y situadas principalmente en los muros laterales en el caso del volcán de Garachico, podría asociarse a la velocidad media de las coladas, pues a velocidades altas la dinámica del flujo tiende a depositar dichos fragmentos en sus márgenes.

Las diferencias en el tamaño de la cobertura masiva exterior de las bolas de acreción de ambos volcanes se pueden explicar teniendo en consideración la viscosidad del fundido, mayor en el caso del Chinyero que en Garachico. Las velocidades medias mínimas alcanzadas por las coladas parecen también haber jugado un importante papel, pues son del orden de 47 en Garachico y de 6,65 en el Chinyero (Solana, 2012).

Aunque carecemos de datos como para establecer velocidades de emplazamiento de las bolas de acreción, es obvio que éstas deben acrecentarse cuando las coladas se emplazan en sectores de cambios bruscos de pendiente y/o con escarpes de alturas pronunciadas. En este caso la velocidad adquirida por las bolas de acreción y los otros tipos de fragmentos esferoidales puede ser bastante considerable permitiendo, además, que estos fragmentos alcancen velocidades de emplazamiento superiores a las del flujo con los que se asocian y favoreciendo su localización más allá de sus frentes activos.

El impacto sobre la población de bolas de fuego bajando por las laderas del sur de Garachico durante la erupción debió de ser notable, pues en la tradición de esta población aún se realiza una celebración en conmemoración de la erupción de 1706, Los Fuegos del Risco, durante la cual se lanzan desde la parte superior de La Atalaya bolas de saco y otros materiales que se impregnan con combustible y prenden de fuego, y que durante la noche da la impresión de estar asistiendo al descenso por las laderas de auténticas bolas de acreción.

10. BIBLIOGRAFÍA

Abdel-Monem, A., Watkins, N. D., & Gast, P. W. (1971): Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands; Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, and La Gomera. *American Journal of Science*, 271(5), 490-521.

- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F., & Mitchell, J. G. (2000): Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1), 67-95.
- Ancochea, E., Fuster, J., Ibarrola, E., Cendrero, A., Coello, J., Hernan, F., & Jamond, C. (1990): Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44(3-4), 231-249.
- Araña, V. & Fuster, J. La erupción del volcán Teneguía, La Palma, Canarias. *Est. Geol.*, (1974): vol. Teneguía, p. 15-18.
- Araña, V., Bravo Bethencourt J., Bravo T. y Ortiz R. (1989): Tipos de coladas lávicas en el parque Nacional del Teide. En V, Araña y J. Coello: Los volcanes y la Caldera del Parque Nacional del Teide. ICONA, Madrid. 165-176.
- Araña, V., Felpeto, A., Astiz, M., García, A., y Ortiz, R. (2000): Zonation of the main volcanic hazards (lava flows and ash fall) in Tenerife. A proposal for surveillance network. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, nº 103, pp. 377-391.
- Becerra, R., Dóniz, J. y González, E. (2008): Aplicación del análisis morfométrico a los volcanes del extremo sur-oriental de la Región Volcánica del Campo de Calatrava (Ciudad Real, España). *Trabajos de Geomorfología en España 2006-2008*: 21-24.
- Beltrán E. & Dóniz, J.,(2009): 8320 Campos de lava y excavaciones naturales. En: VV.AA., Bases ecológicas preliminares para la conservación de los tipos de hábitat de interés comunitario en España. Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino. Madrid. 124 pp.
- Carracedo, J.C. (1998): El relieve Volcánico. *Enciclopedia Geografía de Canarias*. Editorial Interinsular Canaria, Cap.1, 65-104.
- Carracedo, J. C. (2008): El Teide y las Dorsales de Tenerife: un sistema volcánico interactivo. *Geo-Guías*, 4.

- Carracedo J.C., Paterne, M., Guillou, H., Pérez Torrado, F.J., Pais, R., Rodríguez Badiola, E. y Hansen, A. (2003): Dataciones radiométricas (^{14}C y K/AR) del Teide y el Rift Noroeste, Tenerife, Islas Canarias. *Estudios Geológicos*, nº59 pp. 15-29.
- Carracedo, J. C., Guillou, H., Paterne, M., Scaillet, S., Badiola, E. R., Paris, R., & Machín, A. H. (2004): Análisis del riesgo volcánico asociado al flujo de lavas en Tenerife (Islas Canarias): escenarios previsibles para una futura erupción en la isla. *Estudios Geológicos*, 60(3-6), 63-93.
- Carracedo, J. C. (Ed.). (2006): Los volcanes del Parque Nacional del Teide: el Teide, Pico Viejo y las dorsales activas de Tenerife. Organismo Autónomo Parques Nacionales, Ministerio de Medio Ambiente.
- Carracedo, J. C., Badiola, E. R., Guillou, H., Paterne, M., Scaillet, S., Torrado, F. P., & Hansen, A. (2007): Eruptive and structural history of Teide Volcano and rift zones of Tenerife, Canary Islands. *Geological Society of America Bulletin*, 119(9-10), 1027-1051.
- Carracedo, J. C., Guillou, H., Rodríguez Badiola, E., Perez-Torrado, F. J., Rodriguez-Gonzalez, A., Paris, R., & Fernández Turiel, J. L. (2009): La dorsal NE de Tenerife: hacia un modelo del origen y evolución de los rifts de islas oceánicas. *Estudios Geológicos*, 65 (1).
- Carracedo, J. C. (2015): Peligros asociados a megadeslizamientos y lahares. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23(1), 66.
- Criado, C. & Atoche, P. (2003): Estudio Geoarqueológico del yacimiento de El Bebedero (Siglos I a.C. a XIV d.C., Lanzarote, Islas Canarias). *Rev. C. & G.*, 17 (1-2), 91-104. Darías Padrón, Dacio V. (1931): La villa y Puerto de Garachico. *Revista de Historia*. Tomo IV. Año VIII. Enero/Marzo/Abril/Junio nº 29 y 30. pág 39-40.
- Dohrenwend, J., Well, S., & Turrin, B. (1986): Degradation of Quaternary cinder cones in the Cima volcanic field, Mojave Desert, California. *Geological Society of America Bulletin* 97, 421-427.

- Dóniz Páez, J. (2004): Caracterización geomorfológica del volcanismo basáltico monogénico de la isla de Tenerife (Tesis Doctoral. Departamento de Geografía. Universidad de La Laguna).
- Dóniz, J., Romero, C., Coello de la Plaza, E., Guillén, C., García-Cacho, L., (2006): Propuesta metodológica para el cálculo y clasificación del tamaño de los volcanes basálticos monogénicos: el ejemplo de Tenerife (Canarias, España). Proceedings 5ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Sevilla. España. Publicación CD. ISBN: 84-8320-373-1.
- Dóniz, J., Romero, C., Coello, E., Guillén, C., Sánchez, N., García-Cacho, L., & García, A. (2008): Morphological and statistical characterisation of recent mafic volcanism on Tenerife (Canary Islands, Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 173(3), 185-195.
- Dorta Antequera, P. (1996): Las inversiones térmicas en Canarias. *Investigaciones geográficas*, nº 15, 1996; pp. 109-124.
- Duraiswami, R. A., Dole, G., & Bondre, N. (2003): Slabby pahoehoe from the western Deccan Volcanic Province: evidence for incipient pahoehoe-aa transitions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 121(3), 195-217.
- Fúster, J.M.; Araña, V.; Brandle, J.L.; Navarro, M.; Alonso, U. y Aparicio, A. (1968): *Geología y vulcanología de las Islas Canarias: Tenerife*, Instituto "Lucas Mallada". CSIC, Madrid, p. 218.
- Galindo, I., Romero, M. C., Sánchez, N., Dóniz, J., Yepes, J., Morales, J. M., & Becerril, L. (2013): Morphology and distribution of volcanic bombs in caldera quemada de arriba (Lanzarote, Canary Islands): implications for volcanic hazard analysis. *Environmental security, geological hazards and management*, 207.
- Grosse, P., de Vries, B. V. W., Euillades, P. A., Kervyn, M., & Petrinovic, I. A. (2012): Systematic morphometric characterization of volcanic edifices using digital elevation models. *Geomorphology*, 136(1), 114-131.
- Guillou, H., Carracedo, J. C., Paris, R., & Pérez Torrado, F. J. (2004): K/Ar ages and magnetic stratigraphy of the Miocene-Pliocene shield volcanoes of

Tenerife, Canary Islands: Implications for the early evolution of Tenerife and the Canarian Hotspot age progression. *Earth Planet Sci Lett*, 222, 599-614.

<https://repositorio.ulpgc.es:8443/bitstream/10553/885/1/1030.pdf>

Jaggard, T.A. (1926): Journal of Mauna Loa eruption: Hawaiian Volcano Observatory Bull., v. 14, p. 24-29, 31-47, 54-57.

Kervyn, M., Ernst, G. G. J., Carracedo, J. C., & Jacobs, P. (2012): Geomorphometric variability of “monogenetic” volcanic cones: evidence from Mauna Kea, Lanzarote and experimental cones. *Geomorphology*, 136(1), 59-75.

Kervyn, M., Ernst, G.G.J., Carracedo, J.-C. y Jacobs., P (2011): Geomorphometric variability of “monogenetic” volcanic cones: Evidence from Mauna Kea, Lanzarote and experimental cones. *Geomorphology*, 136: 59-75.

Macdonald, G. A. (1943): The 1942 eruption of Mauna Loa, Hawaii: *Am. Jour. Sci.*, v. 241, p. 241-256

Martí, J., Hurlimann, M., Ablay, G. J., & Gudmundsson, A. (1997): Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. *Geology*, 25(10), 879-882.

Martínez Martínez, J. (1984): Formas y estructuras en rocas volcánicas e hipoabisales. Universidad Politécnica de Las Palmas.

Marzol Jaén, M. V. (1988): La lluvia, un recurso natural para Canarias. Servicio de publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias.

Myers, B., & Driedger, C. (2008): *Geologic Hazards at Volcanoes* (No. 64). Geological Survey (US). Murcia, H., Németh, K., Moufti, M. R., Lindsay, J. M., El-Masry, N., Cronin, S. J., & Smith, I. E. M. (2014): Late Holocene lava flow morphotypes of northern Harrat Rahat, Kingdom of Saudi Arabia: implications for the description of continental lava fields. *Journal of Asian Earth Sciences*, 84, 131-145.

Páez, F. J. D. (2002): El volcanismo basáltico de la dorsal de Pedro Gil en la isla de Tenerife. *Papeles de geografía*, (35), 101-114.

- Porter, S. (1972): Distribution, morphology, and size frequency of cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin* 83, 3607-3612.
- Ridley, W. I. (1971): The field relations of the Las Cañadas volcanoes, Tenerife, Canary Islands. *Bulletin of Volcanology*, 35(2), 318-334.
- Rodríguez-Gonzalez, A., Fernández-Turiel, J.L., Pérez-Torrado, F.J., Aulinas, M., Carracedo, J.C., Gimeno, D., Guillou, H. y Paris, R. (2011): GIS methods applied to the degradation of monogenetic volcanic fields: A case study of the Holocene volcanism of Gran Canaria (Canary Islands, Spain). *Geomorphology*, 134: 249-259.
- Romero, C. (1986): Aproximación a la sistemática de las estructuras volcánicas complejas de las Islas Canarias. *Ería*, 211-223.
- Romero, C. (1990): Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario. Gobierno Autónomo de Canarias. Tenerife. Dos volúmenes, 1463 p.
- Romero Ruíz, C. (1991): Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario. Gobierno de Canarias, Consejería de Política Territorial. Universidad de La Laguna. Vol. II, 633.
- Romero, C. (1992): Estudio geomorfológico de los volcanes históricos de Tenerife. ACT, Santa Cruz de Tenerife, 265.
- Romero, C., García-Cacho, L., Araña, V., Yanes, A., & Felpeto, A. (2000): Submarine volcanism surrounding Tenerife, Canary Islands: implications for tectonic controls, and oceanic shield forming processes. *Journal of volcanology and geothermal research*, 103(1), 105-119.
- Romero, C; Beltrán, E. y Tous, J. (Editores) (2009): Antonio de Ponte y Cológan: Volcán del Chinyero. Memoria Histórico-descriptiva de esta erupción volcánica, acaecida en noviembre de 1909. Santiago del Teide.
- Romero Ruiz, C., & Beltrán Yanes, E. (2015): El impacto de las coladas de 1706 en la ciudad de Garachico.(Tenerife, Islas Canarias, España). *Investigaciones Geográficas (Esp)*, (63).

- Settle, M. (1979): The structure and emplacement of cinder cone fields. *American Journal of Science* 279 , 1089-1107.
- Stearns, H. T. (1926): The Keaiwa or 1823 lava flow from Kilauea volcano, Hawaii. *The Journal of Geology*, 34(4), 336-351.
- Harris, A. J., Favalli, M., Mazzarini, F., & Hamilton, C. W. (2009). Construction dynamics of a lava channel. *Bulletin of Volcanology*, 71(4), 459.
- Stevenson, J. A., Mitchell, N. C., Cassidy, M., & Pinkerton, H. (2012): Widespread inflation and drainage of a pāhoehoe flow field: the Nesjahraun, Þingvellir, Iceland. *Bulletin of volcanology*, 74(1), 15-31.
- Takahashi, T. J., & Griggs, J. D. (1987): Hawaiian volcanic features: a photoglossary. *US Geol. Surv., Prof. Pap.*, 1350, 845-902.
- Troll, V., Deegan, F. M., Delcamp, A., Carracedo, J. C., Harris, C., van Wyk de Vries, B., & Wiesmaier, S. (2013): Pre-Teide volcanic activity on the Northeast volcanic rift zone.
- Troll, VR, y Carracedo, JC (2016): Geología de las Islas Canarias. chapter 5 – The Geology of Tenerife Elsevier. p 227-335
- Valentine, G. A., & Gregg, T. K. P. (2008): Continental basaltic volcanoes—processes and problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(4), 857-873.
- Wentworth, C. K., & Macdonald, G. A. (1953): Structures and forms of basaltic rocks in Hawaii (No. 994). *US Govt. Print. Off.*
- Wood, C. A. (1980): Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal research* 7 , 387-413.
- Yanes, A., González, M. L., & Romero, C. (1988): La entidad geográfica de las islas bajas canarias. *Ería*, (17), 259-270
- Zamorano Orozco, J. J., Dóniz-Páez, J., de Jesús Rojas, J. C., & Becerra-Ramírez, R. (2013): El patrimonio geomorfológico de los volcanes de El Malpaís de Güimar

(Tenerife, España) y Parícutin (Michoacán, México): Implicaciones geoturísticas. En J. Vegas, A. Salazar, E. Díaz-Martínez y C. Marchán (eds.). Patrimonio geológico, un recurso para el desarrollo. Cuadernos del Museo Geominero, nº 15. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid

1. ANEXO 3- TABLA DE LAS BOLAS DE ACRECIÓN EN EL VOLCÁN DE GARACHICO

Volcán de Garachico																
Nº de identificación	coordenadas GPS	Dm(x)	Dm(y)	Dm(z)	Dm(x) R1	Dm(y) R2	Dm(z) R3	TIPO	Espesor de la corteza	Rasgos del interior	Emplazamiento	Emplazamiento	Rasgos de la superficie externa	Mul(x,y,z)	Volumen	LN
1		13	10	10	6,5	5	5	A			Fuera del canal	T	Escoriacea	162,5	680,7	6,5
2		17	11	16,5	8,5	5,5	8,25	A			Fuera del canal	T	Escoriacea	385,6875	1615,6	7,4
3		15	9	11,5	7,5	4,5	5,75	A			Fuera del canal	T	Escoriacea	104,0625	812,9	6,7
4		20	12	13	10	6	6,5	A			Fuera del canal	T	Escoriacea	390	1633,6	7,4
5		45	36	40	22,5	18	20	A			Interior del canal	C	Escoriacea	8100	33929,3	10,4
6		225	91	167	112,5	45,5	83,5	A			Interior del canal	C	Escoriacea	427415,625	1790358,6	14,4
7		19	9	12	9,5	4,5	6	A			Interior del canal	C	Escoriacea	256,5	1074,4	7,0
8		45	31	33	22,5	15,5	16,5	A			Interior del canal	C	Escoriacea	5754,375	24103,9	10,1
9		170	70	150	85	35	75	A			Interior del canal	C	Escoriacea	223125	934626,0	13,7
10		24	17	19	12	8,5	9,5	A			Interior del canal	C	Escoriacea	969	4058,9	8,3
11		65	39	45	32,5	19,5	22,5	A			Interior del canal	C	Escoriacea	14259,375	59729,7	11,0
12		75	30	43	37,5	15	21,5	A			Muro (antrozado) Morrena lateral	T	Escoriacea	12093,75	50658,3	10,8
13		10	6,5	8	5	3,25	4	A			Morrena lateral	M	Rugosa	65	272,3	5,6
14		8,5	6	8	4,25	3	4	A			Morrena lateral	M	Rugosa	51	213,6	5,4
15		7	5	5,5	3,5	2,5	2,75	A			Morrena lateral	M	Rugosa	24,0625	100,8	4,6
16		12	5,5	7,5	6	2,75	3,75	A			Morrena lateral	M	Rugosa	61,875	259,2	5,6
17		7,5	3,5	5	3,75	1,75	2,5	A			Morrena lateral	M	Rugosa-Escoriacea	16,40625	68,7	4,2
18		8	5	7	4	2,5	3,5	A			Morrena lateral	M	Escoriacea	35	146,6	5,0
19		5	2,5	3,5	2,5	1,25	1,75	A			Morrena lateral	M	Rugosa	5,46875	22,9	3,1
20		4,5	3,8	4	2,25	1,9	2	A			Morrena lateral	M	Rugosa	8,55	35,8	3,6
21		3,5	2,5	3	1,75	1,25	1,5	A			Morrena lateral	M	Rugosa	3,28125	13,7	2,6
22		99	79	90	49,5	39,5	45	A			Morrena lateral	M	Escoriacea	87986,25	368556,8	12,8
23		13	9,5	11	6,5	4,75	5,5	A			Morrena lateral	M	Poco escoriacea	169,8125	711,3	6,6
24		18	12,5	13	9	6,25	6,5	A			Morrena lateral	M	Poco escoriacea	365,625	1531,5	7,3
25		12	9	11,5	6	4,5	5,75	A			Morrena lateral	M	Escoriacea	155,25	650,3	6,5
26		10,5	7	8	5,25	3,5	4	A			Morrena lateral	M	Poco escoriacea	73,5	307,9	5,7
27		12,8	9	10	6,4	4,5	5	A			Morrena lateral	M	Poco escoriacea	144	603,2	6,4
28		11,8	9,5	10	5,9	4,75	5	A			Morrena lateral	M	Escoriacea	140,125	587,0	6,4
29		140	100	211	70	50	105,5	A			Morrena lateral	M	Escoriacea	369250	1546714,4	14,3
30		58	32	45	29	16	22,5	A			Morrena lateral	M	Poco escoriacea	10440	43731,1	10,7
31		300	175	194	150	87,5	97	A	10	Masiva,	Morrena lateral	M	Escoriacea	1273125	5332866	15,5
32		260	170	234	130	85	117	A			Interior del canal	M	Escoriacea	1292850	5415490,08	15,5
33		43	34	36	21,5	17	18	A			Interior del canal	C	Escoriacea	6579	27558,1152	10,2
34		76	63	70	38	31,5	35	A			Interior del canal	C	Escoriacea	41895	175489,776	12,1
35		54	28	42	27	14	21	A			Interior del canal	C	Escoriacea	7938	33250,6944	10,4
36		41	22	30	20,5	11	15	A			Interior del canal	C	Escoriacea	3382,5	14168,616	9,6
37		76	43	74	38	21,5	37	A			Interior del canal	C	Escoriacea	30229	126623,235	11,7
38		84	52	80	42	26	40	A			Interior del canal	C	Escoriacea	43680	182966,784	12,1
39		45	28	33	22,5	14	16,5	A			Interior del canal	C	Escoriacea	5197,5	21771,288	10,0
40		106	67	80	53	33,5	40	A			Interior del canal	C	Escoriacea	71020	297488,576	12,6
41		40	21	30	20	10,5	15	A			Interior del canal	C	Escoriacea	3150	13194,72	9,5
42		33	25	27	16,5	12,5	13,5	A			Interior del canal	C	Escoriacea	2784,375	11663,19	9,4
43		29	15	21	14,5	7,5	10,5	A			Interior del canal	C	Escoriacea	1141,875	4783,086	8,5
44		22	13	14	11	6,5	7	A			Interior del canal	C	Escoriacea	500,5	2096,4944	7,6
45		42	24	28	21	12	14	A			Interior del canal	C	Escoriacea	3528	14778,0864	9,6
46		279	260	260	139,5	130	130	A	17	Masiva,	Muro	M	Escoriacea	2357550	9875305,44	16,1
47		83	70	70	41,5	35	35	A			Muro	M	Escoriacea	50837,5	212948,12	12,3
48		86	70	60	43	35	30	A			Muro	M	Escoriacea	45150	189124,32	12,2
49		120	100	100	60	50	50	A			Muro	M	Escoriacea	150000	628320	13,4
50		118	115	75	59	57,5	57,5	A			Canal	C	Escoriacea	254437,5	1065787,8	13,9
51		423	393	300	211,5	196,5	150	B	14	Masiva,	Canal	C	Escoriacea	623962,5	26112622,1	17,1
52		350	320	300	175	160	150	B	20	Masiva,	Muro	M	Escoriacea	420000	17902960	16,7
53		25	20	15	12,5	10	7,5	A			Muro	M	Rugosa	937,5	3927	8,3
54		29	17	15	14,5	8,5	7,5	A			Muro	M	Rugosa	924,375	3872,022	8,3
55		13	11	7	6,5	5,5	3,5	A			Muro	M	Rugosa	125,125	524,1236	6,3
56		300	250	240	150	125	120	B	13	Masiva,	M	M	Escoriacea	2250000	9424800	16,1

2. ANEXO 4- TABLA DE LAS BOLAS DE ACRECIÓN EN EL VOLCÁN DEL CHINYERO

Volcán de Chinyero																
Nº de identificación	Coordenadas GPS	Dm(x)	Dm(y)	Dm(z)	Dm(x) R1	Dm(y) R2	Dm(z) R3	TIPO	Poetencia de la corteza	Ragos del interior	Localización de la colada	Ragos de la superficie externa	Mul(x,y,z)	Volúmen	LN	
1		54	24	50	27	12	25	A			Sin datos	C	Capa de lava exterior con rebabas	8100	33929,28	10,4
2		11	8	10	5,5	4	5	A				C		110	460,768	6,1
3		17	9,5	13	8,5	4,75	6,5	B			Con vesículas internas	C		262,4375	1099,2982	7,0
4		29	18	21	14,5	9	10,5	A				C		1370,25	5739,7032	8,7
5		26	16,5	23	13	8,25	11,5	B			Poco peso	C		1233,375	5166,3612	8,5
6		20,5	13	20	10,25	6,5	10	B			Poco peso	C		666,25	2790,788	7,9
7		100	81	88	50	40,5	44	B				C	Escoria	89100	37322,08	12,8
8		83	70	76	41,5	35	38	B			Escorias	C	Escoria	55195	231200,816	12,4
9		221	120	175	110,5	60	87,5	B				C	Escoria	580125	2430227,6	14,7
10		39	30	32	19,5	15	16	A				C	Capa de lava exterior con rebabas	4680	19603,584	9,9
11		16	12	13	8	6	6,5	B (poco peso)				C	Lisa, poco peso	312	1306,9056	7,2
12		210	158	176	105	79	88	B			Escorias	C	Escoria	729960	3057656,45	14,5
13		40	27	31	20	13,5	15,5	B				C	Escorias internas y externas	4185	17530,128	9,8
14		13	9	10	6,5	4,5	5	A				C	Lisa	146,25	612,612	6,4
15		14	11	12,5	7	5,5	6,25	B			escorias	C	Lisa	240,625	1007,93	6,9
16		157	80	120	78,5	40	60	B			Escorias	C	Escoria	188400	789169,92	13,6
17		95	60	61	47,5	30	30,5	A (Masiva con vacuolas en el borde)			masiva	C	Escoria	43462,5	182055,72	12,1
18		450	195	240	225	97,5	120	B			Escorias	C	Escoria	2632500	11027016	16,2
19		80	52	69	40	26	34,5	B				C	Escoria	35880	150294,144	11,9
20		360	294	355	180	147	177,5	B		45	escorias finas con piel masiva de lava	C		4696650	19673327,5	16,8
21		120	117	105	60	58,5	52,5	B		2	escorias	C	Escoria	184275	771891,12	13,6
22		140	95	126	70	47,5	63	A (muy masiva con fracturas)			escorias	C		209475	877448,88	13,7
23		540	360	420	270	180	210	B				C		10206000	42750802,8	17,6
24		500	345	350	250	172,5	175	B				C	Escoria	7546875	31612350	17,3
25		800	500	700	400	250	350	B				C	Escorias pesadas en el exterior	35000000	146608000	18,8
26		430	270	370	215	135	185	A				C	Escoria	5369625	22492285,2	16,9
27		110	100	100	55	50	50	A				C	Lisa con fracturas	137500	575960	13,3
28		60	50	52	30	25	26	A (en el exterior)				C		19500	81681,6	11,3
29		300	250	260	150	125	130	B			Escorias exterior estrías de rozamiento	C		2437500	10210200	16,1
30		196	112	167	98	56	83,5	B			Escorias	C	Escoria	458248	1919509,22	14,5
31		14	8	11	7	4	5,5	A				C	Lisa	154	645,0752	6,5
32		188	140	170	94	70	85	B		16	Escorias exterior estrías de rozamiento	C		559300	2342795,84	14,7
33		126	116	123	63	58	61,5	B		11	Escorias	C	Escorias	224721	941311,325	13,8
34		36	23	34	18	11,5	17	A				C	Escorias	3519	14740,3872	9,6
35		195	180	190	97,5	90	95	B		21	Escorias	C	Lisa	833625	3491888,4	15,1
36		25	24	24	12,5	12	12	A			Escorias	C	Lisa	1800	7539,84	8,9
37		70	30	60	35	15	30	B				C	Escorias y lisa en el exterior	15750	65973,6	11,1
38		220	160	210	110	80	105	B		40	Escorias rojas (Solo se conserva la mitad)	C		924000	3870451,2	15,2
39		33	23	28	16,5	11,5	14	A				C	Poco de Escorias	2656,5	11127,5472	9,3
40		20	10	11	10	5	5,5	A				C	Lisa	275	1151,92	7,0
41		3,5	2	2,5	1,75	1	1,25	A				M	Lisa	2,1875	9,163	2,2
42		5	2	3,5	2,5	1	1,75	A				M	Lisa	4,375	18,326	2,9
43		49	29	36	24,5	14,5	18	A				M	Lisa	6394,5	26785,2816	10,2
44		6	3	4	3	1,5	2	A				M	Lisa	9	37,6992	3,6
45		3,5	2	3	1,75	1	1,5	A				M	Lisa	2,625	10,9956	2,4
46		6	4,5	5,6	3	2,25	2,8	A				M	Lisa	18,9	79,16832	4,4
47		7	2,5	3	2,5	1,25	1,5	A				M	Lisa	4,6875	19,635	3,0
48		7	5	5	3,5	2,5	2,5	A				M	Lisa	5,163	21,63	4,5
49		3,5	2	3	1,75	1	1,5	A				M	Lisa	2,625	10,9956	3,2
50		3	2	2,3	1,5	1	1,15	A				M	Lisa	1,725	7,22568	2,0
51		5	3	4	2,5	1,5	2	A				M	Lisa	7,5	31,416	3,4
52		3,5	2	2,8	1,75	1	1,4	A				M	Lisa	2,45	10,26256	2,3
53		4,5	2	2,5	2,25	1	1,25	A				M	Lisa	2,8125	11,781	2,5
54		5	3,5	4	2,5	1,75	2	A				M	Lisa	8,75	36,652	3,6
55		5,5	2	4	2,75	1,5	2	A				M	Lisa	8,25	34,5376	3,5
56		3,5	2,5	3	1,75	1,25	1,5	A				M	Lisa	3,28125	13,7445	2,6
57		5	4	5	2,5	2	2,5	A				M	Lisa	12,5	52,36	4,0
58		6	2,5	5	3	1,25	2,5	A				M	Lisa	9,375	39,27	3,7
59		3,5	2	3	1,75	1	1,5	A				M	Lisa	2,625	10,9956	2,4
60		3,5	2	3	1,75	1	1,5	A				M	Lisa	2,625	10,9956	2,4
61		17	9	12	8,5	4,5	6	A				C	Lisa	229,5	961,3396	6,0
62		80	50	77	40	25	38,5	A				C	Lisa	38500	161268,8	12,0
63		25	12	24	12,5	6	12	A				C	Lisa	900	3769,92	8,2
64		23	13	15	11,5	6,5	7,5	A				C	Lisa	560,625	2348,346	7,8
65		50	30	45	25	15	22,5	A				C	Escoria	8437,5	35343	10,5
66		47	40	90	48,5	40	45	A				C	Escoria	87900	365682,24	12,8
67		44	31	38	22	15,5	19,5	A				C	Escoria	6695,5	27853,1256	10,2
68		30	23	26	15	11,5	13	A				C	Escoria	2242,5	8993,384	9,1
69		250	190	200	125	95	100	B			Escorias	C	Escoria y estrías	1187500	4974200	15,4
70		230	180	200	115	90	100	B			Escorias rojas	C	Escoria y estrías	1035000	4335408	15,3
71		90	70	73	45	35	36,5	A				C	Escorias muy finas externas	57487,5	240803,64	12,4
72		30	20	29	15	10	14,5	B			Escorias rojas	C	Lisa	2175	9110,64	9,1
73		77	60	63	38,5	30	31,5	A				C	Lisa	36382,5	153399,016	11,0
74		210	140	180	105	70	90	B		34	Escorias rojas	C	Escorias	661500	2770891,2	14,8
75		270	150	190	135	75	95	A				C	Escorias y estrías externas	961875	4029102	15,2
76		10	9	7	5	4,5	3,5	A				C	Lisa	78,75	329,868	5,8
77		9	5,5	7	4,5	2,75	3,5	A				C	Lisa	43,3125	181,4274	5,2
78		280	180	270	140	90	135	B		19	Escorias rojas	C	Escoria	1701000	7125148,8	15,9
79		44	34	35	22	17	17,5	A				C	Lisa con fracturas	6545	27415,696	10,2
80		33	19	24	16,5	9,5	12	B		2	Escorias	C	Lisa	1881	7879,1328	9,0
81		31	14	24	15,5	7	12	A				C	Lisa	1302	5453,8176	8,6
82		120	110	119	60	55	59,5	A				C	Escoria	196350	822470,88	13,6
83		40	39	36	20	19,5	18	A				C	Lisa más escorias	7020	29405,376	10,3
84		360	135	190	180	67,5	95	B		25	Escorias rojas	C	Escoria	1154250	4834922,4	15,4
85		90	60	90	45	30	45	A			Masiva	C	Lisa con fracturas	60750	254469,6	12,4
86		43	39	41	21,5	19,5	20,5	A				C	Escorias externas con fracturas en superficie	8594,625	36001,1652	10,5
87		40	31	37	20	15,5	18,5	A				C	Escorias externas sin fracturas en superficie	5735	24022,768	10,1
88		80	51	60	40	25,5	30	A				C	Escorias y lisa con fracturas	30600	128177,28	11,8
89		45	26	27	22,5	13	13,5	A				C	escorias y lisa sin fractura	3948,75	16540,524	9,7
90		320	270	290	160	135	145	B		40	Escorias rojas	C	escorias	3132000	13119321,6	16,4
91		37	26	29	18,5	13	14,5	A				C	Lisa	3487,25	14807,3928	9,6
92		25	19	24	12,5	9,5	12	A				C	Lisa	1425	5960,04	8,7
93		34	28	29	17	14	14,5	A				C	Escoria	3451	14455,5488	9,6
94		31	24	27	15,5	12	13,5	A				C	Lisa	2511	10518,0768	9,3
95		84	69	80	42	34,5	40	A				C	escorias y lisa con fracturas	57960	242782,848	12,4
96		290	110	190	145	55	95	A				C	Escorias y lisa	757625	3173539,6	15,0
97		75	40	45	27,5	20	22,5	A				C	Escoria y lisa	108975	70086	11,2
98		15	10	11	7,5											