

Rodriguez-Gonzalez, A.; Fernandez-Turiel, J.L.; Perez-Torrado, F.J.; Gimeno, D. y Aulinas, M (2008): Tecnologías de la información geográfica para la evaluación morfométrica del volcanismo. En: Hernández, L. y Parreño, J. M. (Eds.), *Tecnologías de la Información Geográfica para el Desarrollo Territorial*. Servicio de Publicaciones y Difusión Científica de la ULPGC. Las Palmas de Gran Canaria. Pp. 157-166. ISBN: 978-84-96971-53-0.

TECNOLOGÍAS DE LA INFORMACIÓN GEOGRÁFICA PARA LA EVALUACIÓN MORFOMÉTRICA DEL VOLCANISMO

Rodriguez-Gonzalez, A.¹; Fernandez-Turiel, J.L.²; Perez-Torrado, F.J.¹; Gimeno, D.³ y Aulinas, M.³

(1) Dpto. Física (Geología), ULPGC. 35017 Las Palmas de Gran Canaria. alerglez@gmail.com; fperez@dfis.ulpgc.es

(2) Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, CSIC. C/ Solé i Sabaris s/n, 08028 Barcelona. jlfernandez@ija.csic.es

(3) Dpto. Geoquímica, Petrología i Prospecció Geològica, UB. 08028 Barcelona. domingo.gimeno@ub.edu; meritxellaulinas@ub.edu

RESUMEN

A partir de una cuidadosa reconstrucción paleogeomorfológica del terreno volcánico puede realizarse un modelado morfométrico preciso, gracias al cual y partiendo de la topografía actual se obtienen mapas topográficos y modelos digitales del terreno (MDT) previos y posteriores a la erupción. Para su logro, es necesario discutir el tamaño de pixel correcto, los métodos de interpolación y la calidad de los MDT, es decir, deben definirse los criterios necesarios para determinar la precisión y exactitud de los distintos parámetros morfométricos. En un entorno de Sistema de Información Geográfico (SIG), la información geológica de los conos, lavas y depósitos piroclásticos de caída, así como los MDT antes mencionados, permiten determinar las principales características morfológicas de estos edificios (e.g., volumen de materiales, pendientes del terreno pre-erupción y post-erupción, simetría de los conos, etc.). La calibración y validación de los modelos morfométricos se realizó en terrenos volcánicos simulados, mientras que para la verificación se tomó como ejemplo volcanes de menos de 10.000 años en Gran Canaria que se encuentran muy bien preservados. La metodología desarrollada tiene un interés general, siendo aplicable igualmente a otros contextos geodinámicos, tanto en la Tierra como en otros planetas interiores del Sistema Solar.

Palabras Clave: volcán, lava, morfometría, MDT, SIG.

ABSTRACT

An accurate and precise morphometric modelling can be extended to past eruptions after a careful paleogeomorphological reconstruction of volcanic landforms in a setting of oceanic island. This reconstruction was used to create contour maps to derive the pre-, post-eruption and present-day digital elevation models (DEM). The right pixel size, interpolation method and quality of these DEMs were discussed. The process in a GIS framework of the geological information of cone, lava flow and tephra fall deposits together and the before-mentioned DEMs allowed determining the main morphological features of these volcanic landforms and their derivatives (e.g., eruption volume and pre-eruption slopes). The criteria needed to obtain accurate and precise measurements of the currently used morphometric parameters were defined. The calibration and validation of the morphometric modelling was performed on simulated volcanic landforms. The verification of the procedures was carried out on recent (<10,000 yr) volcanoes at Gran Canaria Island (Spain), the erosional history of which is in the first step of degradation. The proposed morphometric modelling is of general interest due to it is applicable to other geotectonic settings in the Earth and in the other inner planets of the Solar System.

Key words: volcano, lava flow, morphometry, DEM, GIS.

INTRODUCCIÓN

El modelado en morfometría volcánica proporciona mediciones fiables de la erupción a través de la morfología del edificio y permite derivar, por ejemplo, el volumen de materiales extruidos, la pendiente y las orientaciones del terreno. Estos parámetros son importantes para determinar la acumulación o degradación de los terrenos volcánicos. En relación a los cambios en la morfología y en las tasas volumétricas de acumulación, estos parámetros permiten comprender procesos volcánicos como el comportamiento eruptivo, la dinámica del mag-

ma y los ciclos eruptivos, así como predecir el riesgo de un volcán y realizar el correspondiente plan de mitigación (Harris et al., 2007a; Mazzarini et al., 2005; Murray y Stevens, 2000; Rowland et al., 2003; Stretch et al., 2006). Respecto a la degradación, las variaciones de la morfología original permiten comprender los patrones que afectan a la erosión o a los movimientos de masas y su evolución, facilitando la evaluación de los riesgos asociados (Branca y Del Carlo, 2005; Hooper y Sheridan, 1998; Thouret, 1999).

Los parámetros morfométricos tienen en común que pueden ser medidos después de la erupción, sin conocimiento de los fenómenos en función del tiempo. Esto es una ventaja cuando no hay datos que dependen de parámetros temporales medidos durante la erupción, como la duración, la velocidad de las coladas de lavas y aquellos relacionados con las tasas efusivas, que sólo pueden ser obtenidos para las erupciones históricas o actuales. En consecuencia, los modelos morfométricos pueden ser aplicados al vulcanismo antiguo y presente. Muchos cálculos previos de la morfometría volcánica se basan en la aplicación de métodos por fórmulas derivadas. Por ejemplo, el volumen del cono tradicionalmente se calcula mediante la fórmula geométrica del cono truncado (Wood, 1980a; Wood, 1980b), mientras que el volumen de la colada de lava se determina multiplicando el área cubierta de lava por la potencia media estimada (Borelli, 1670). En volcanes de todo el mundo, los volúmenes de coladas se suelen dar en órdenes de magnitud, por la escasa precisión de la mayoría de los cálculos (Simkin y Siebert, 1994).

Los avances en los Sistemas de Información Geográfica (SIG) proporcionan un adecuado marco metodológico para la elaboración de modelos morfométricos de erupciones volcánicas. Los parámetros morfológicos y sus derivados se pueden determinar con mayor exactitud que con los métodos anteriormente citados. El procesamiento en el SIG de la información obtenida durante el trabajo de campo, junto a los antecedentes de cartografía geológica (unidades volcánicas, estructuras, etc.) y la superficie del terreno (mapas topográficos) permite obtener los datos morfométricos en terrenos volcánicos.

Los datos morfométricos usados comúnmente para los modelos volcánicos se presentan en la Tabla 1 (Harris et al., 2007b; Wood 1980a).

Tabla 1. Parámetros morfométricos y derivados del cono y la colada de la lava que actualmente se utilizan para estudios de acumulación y degradación en el modelado volcánico.

Cono volcánico	Colada de lava
Radio superior del cono (r)	
Radio base del cono (R)	
Radio superior del cráter	
Radio inferior del cráter	
Profundidad cráter	
Azimuth apertura de cráter	
Altura del cono (h)	Potencia (h)
	Longitud
	Ancho
	Área
Volumen (V)	Volumen (V)
Pendiente del cono (post-erupción)	
Orientación del cono (post-erupción)	
Pendiente sustrato (pre-erupción)	Pendiente del sustrato (pre-erupción)
Orientación del paleorelieve (pre-erupción)	Orientación del paleorelieve (pre-erupción)

Las diferentes herramientas de los programas de SIG permiten una medición directa y precisa de los parámetros horizontales (diámetro, longitud,...). Sin embargo, es necesario llevar a cabo algún tipo de proceso para determinar los parámetros verticales (altura del cono, profundidad del cráter, etc.). El modelado de superficies desempeña un papel fundamental para la comparación del antes y el después de la erupción. Los efectos de la erupción sobre la topografía se analizan utilizando los modelos digitales del terreno (MDT) (Rowland et al., 2003).

El objetivo de este trabajo es proponer una metodología para una efectiva aplicación de modelos morfométricos a erupciones pasadas, de forma que se puedan determinar los parámetros morfológicos y sus derivados con una confianza razonable en un entorno de isla oceánica. El primer paso fue calibrar y validar los procedimientos usando edificios volcánicos simulados (Favalli et al., 2004). Una vez logrado este objetivo, la metodología se ha verificado en un caso real, una erupción basáltica típica en una isla volcánica intraplaca. Para ello, se llevó a cabo una intensa y cuidadosa reconstrucción paleogeomorfológica de la superficie volcánica anterior y posterior a su erupción. La metodología desarrollada tiene un interés general, siendo aplicable igualmente a otros contextos geodinámicos, tanto en la Tierra como en otros planetas interiores del Sistema Solar.

MODELO MORFOMÉTRICO

La dificultad en encontrar edificios volcánicos conservados y conocer sus dimensiones exactas, condiciona al desarrollo de modelos simulados de edificios volcánicos para la calibración y validación de metodologías. Para resolver esto, se han simulado las dos formas volcánicas que se analizan morfométricamente: el cono y la colada de lava. El cono se representa como un cono truncado y con un cono truncado menor invertido en la parte superior para simular el interior del cráter, y la colada de lava por un prisma trapezoidal. Estos modelos simulados presentan unas dimensiones en un orden de magnitud similar a los típicos edificios volcánicos monogenéticos de erupciones basálticas (Tabla 2). La escala adecuada para las magnitudes de estos edificios volcánicos es a 1:5.000. Esta escala es usada como referencia para la construcción de los modelos simulados del cono y la colada de lava.

Tabla 2. Mediciones obtenidas a partir de los modelos simulados del cono y lava utilizados en la evaluación de la precisión y exactitud del MDT.

	Unidad	Cono simulado	Lava simulada
Radio superior del cono (r)	m	100	
Radio inferior del cono (R)	m	300	
Radio superior del cráter	m	100	
Radio inferior del cráter	m	10	
Profundidad cráter	m	45	
Longitud lava (L)	m		4000
Ancho del techo de lava (wt)	m		280
Ancho base de lava (wb)	m		300
Potencia (h)	m	100	10
Cota base de lava (z)	m	100	100
Volumen (V)	m ³	13090493	11600000

Todos los parámetros morfométricos de la Tabla 1 se validan en el cono y lava construidos, por medio de las herramientas disponibles en el programa de SIG. Para ello se ha usado el TNTmips desarrollado por la empresa Microimages. El propósito principal de este trabajo es demostrar una metodología general en el cual todos los procedimientos se definen pensando en su disponibilidad en la mayoría de los programas SIG comerciales comúnmente usados.

Algunos de los parámetros morfométricos pueden ser obtenidos por mediciones lineales en un plano horizontal o derivados de éstos. Sin embargo, muchos otros parámetros muestran una componente vertical donde una superficie de terreno debe ser considerada. Lo más efectivo es el uso de unos modelos de elevación del terreno que facilitan una medición más exacta de los parámetros horizontales. Un MDT es una superficie que se representa como un objeto raster el cual combina información geoespacial (x, y) con valores de elevación (z).

Existen varias fuentes para obtener un modelado de la superficie del terreno. Normalmente la más usada es una cartografía digital, con curvas de nivel, la cual permite obtener por métodos de interpolación una superficie con una malla regular, donde a cada celda o pixel se le asigna un valor y se expresa, en conjunto, como un raster. Dos cuestiones claves para la obtención de un MDT son la selección del tamaño de pixel correcto y el método de interpolación para generar el modelo de superficie.

EL TAMAÑO DE CELDA CORRECTO EN EL MDT

La entidad espacial fundamental en un raster basado en SIG es una celda (Demers, 2001), que prácticamente similar a un pixel. Sin embargo, un pixel es el concepto tecnológico y una celda es el modelo. Una malla representa las propiedades ideales como matriz ortogonal y de una resolución fija; un pixel no necesariamente tiene estas propiedades. Un ejemplo que muestra esta diferencia es que una fotografía aérea generalmente necesita ser ortorectificada para obtener un modelo de celdas regular. Estos procesos generan un raster donde la resolución de la celda y el tamaño de pixel tienen el mismo valor.

Una adecuada resolución del raster se basa en los datos de entrada, los cuales deben coincidir con las dimensiones de las características del terreno que sean de interés. Por ejemplo, en una colada de lava, la resolución del raster debe permitir un avance cuantitativo en las investigaciones de geomorfología volcánica. Sin necesidad de procesar una cantidad ingente de datos, el método recomendado para determinar la resolución del raster se basa en la escala de trabajo mínima, asumiendo que el objeto mínimo distinguible en un mapa es el tamaño de 1x1 mm (EUROSTAT, 2001). Esta área de 1 mm² corresponde al trazado mínimo legible en un mapa. Dependiendo de la escala del mapa, esta unidad representa la variable de superficie en el terreno. Por ejemplo, a una escala de 1:5.000 la superficie más pequeña para ser representada es de 25 m² (5x5 m en el terreno se corresponde a 1x1 mm en el mapa). Por lo tanto, la resolución de las celdas puede ser determinada usando la siguiente fórmula:

$$p = SF \times MLA$$

Donde p es el tamaño de celda (pixel), SF es el factor escala y MLA es el área mínima legible en el mapa expresada en metros. A una escala 1:5.000, p es:

$$p = 5,000 \times 0.001 = 5m$$

MÉTODO DE INTERPOLACIÓN PARA OBTENER EL MDT

La elección del método de interpolación para generar un MDT depende de los datos de entrada (datos de puntos, curvas de nivel, imágenes de pares estereoscópicos, etc.), de las características del terreno y de los efectos del modelado digital (Baldi et al., 2006; Szekely y Karatson, 2004; Yilmaz, 2007). Diferentes métodos de interpolación pueden ser utilizados para obtener un modelo raster, con valores de celda regulares y a partir de los datos de entrada de curvas de nivel. Los métodos más adecuados para estos datos de entrada son: Curvatura Mínima, Inverso a la Distancia y por Perfiles. Estos métodos están disponibles normalmente en programas de SIG comercial.

El método de Curvatura Mínima se realiza en dos pasos: de inicialización e iteración. El algoritmo de inicialización aplica una función spline cúbica de dos dimensiones para que se ajuste a una superficie plana en la entrada de valores de elevación; después los valores de celdas en el raster requieren una serie de iteraciones de ajuste de la superficie para obtener un resultado final que tenga una curvatura mínima (Smith y Wessel, 1990; Yilmaz, 2007).

El método de Inverso a la Distancia, selecciona una serie de puntos de entrada próximos entre si para interpolar un valor de superficie para cada celda en la imagen de salida. El parámetro de área de búsqueda determina la forma del área seleccionada, mientras que el parámetro de distancia de búsqueda determina su tamaño (Microimages, 2007; Yilmaz, 2007).

El método de Perfiles utiliza una interpolación lineal multidireccional para crear el raster de superficie (Microimages, 2007). El algoritmo calcula un raster usando las extensiones de los objetos de entrada y el tamaño de celda especificado. Las celdas del raster que se cruzan con los datos de entrada (curvas de nivel) se le asignan el valor de superficie asociado. Primero se procesan sólo las celdas de borde paralelas al mismo. Para otras celdas el proceso busca en otras ocho direcciones diferentes, utilizando el par de valores más próximo (incluyendo los valores de las celdas de los bordes) para así asignarles una valor de salida interpolado. El paso final en el método de perfiles es el suavizado de la superficie, usando un algoritmo de filtro espacial.

CALIDAD DEL MDT

Un MDT no es una representación directa de los datos de entrada. Los métodos de interpolación pueden introducir tendencias y patrones que no se observan en la superficie real. Los valores de las variables que afectan a estos algoritmos deben ser seleccionados cuidadosamente a través del control de calidad del MDT resultante. Con el fin de comparar experimentalmente la eficacia del método de interpolación en la generación de MDT y de su calidad, la exactitud se evalúa a través de trabajos complementarios:

- 1) Comparando los datos de entrada (elevación de las curvas de nivel) con los valores interpolados del MDT resultante.
- 2) Comparando los volúmenes calculados de superficies en 3D.
- 3) Comparando las pendientes calculadas de superficies en 3D.

Cuando se compara el MDT con los datos de entrada (e.g., el objeto vector de curvas de nivel rasterizadas), los dos factores que miden exactitud del MDT son el error medio (ME) y el error de la desviación estándar (S) (Fisher y Tate, 2006):

$$ME = \frac{\sum_{i=1}^n (z_{DEM} - z_{ref})}{n}$$

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n ((z_{DEM} - z_{ref}) - ME)^2}{n-1}}$$

Donde z_{DEM} y z_{ref} son las cotas del MDT y de las curvas de nivel de referencia para cada celda i , respectivamente; n es el número total de de celdas usadas para el cálculo. Cuando el error medio (ME) es cero, S es igual a la raíz cuadrada del error medio ($RMSE$). El $RMSE$ es el factor más usado para la evaluación en los errores del MDT (Fisher y Tate, 2006; Yilmaz, 2007):

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (z_{DEM} - z_{ref})^2}{n-1}}$$

El error medio, la desviación estándar, los valores máximo y mínimo obtenidos a partir de los tres métodos de interpolación en los MDT del edificio volcánico y la colada de lava, se muestran en la Tabla 4. El error medio es cero, por lo tanto la desviación estándar y el *RMSE* coinciden. Estos valores son similares para los tres métodos, siendo 0 m en el primer caso y variando entre 0 y 1 m en el segundo. Los valores máximos y mínimos están condicionados por el tamaño de pixel (5 m).

Tabla 4. Diferencias entre los datos de entrada (curvas de nivel) y los MDT resultantes de la aplicación de los tres métodos de interpolación utilizados.

	Método interpolación MDT		
	Curvatura Mínima	Inverso a la Distancia	Perfiles
<i>Modelo cono volcánico</i>			
Número de celdas	12362	12362	12362
Media aritmética (m)	0	0	0
Desviación estándar (m)	0	1	1
Mínimo (m)	-2	-5	-5
Máximo (m)	3	5	5
<i>Modelo colada de lava</i>			
Número de celdas	4379	4379	4379
Media aritmética (m)	0	0	0
Desviación estándar (m)	0	1	1
Mínimo (m)	-5	-5	-5
Máximo (m)	5	1	1

Otro método para cuantificar la eficacia de los métodos de interpolación en los MDT es a través de estimaciones de volúmenes (Yilmaz, 2007). El reto de este procedimiento es la dificultad de conocer el volumen de las unidades volcánicas. Para resolver esta cuestión, a los modelos de cono y colada de lava se aplican ecuaciones de cálculo geométrico (Tabla 5). La ecuación expresada para el volumen de un cono truncado es:

$$V = \frac{1}{3} \pi h (R^2 + Rr + r^2)$$

Donde *h* es la altura, *R* y *r* el radio de la base y el techo respectivamente. El volumen total del cono simulado se obtiene restando el volumen del cono invertido que representa al cráter.

La ecuación expresada para el volumen de un prisma trapezoidal es:

$$V = \frac{1}{2}h(w_t + w_b)L$$

Donde h es la altura o potencia media de la colada, w_t y w_b el ancho medio del techo y base de la colada de lava, y L es la longitud.

Tabla 5. Comparación de los volúmenes obtenidos a partir de las fórmulas geométricas y de con los métodos de interpolación.

	Ecuación Geométrica (EG)	Método interpolación MDT		
		Curvatura Mínima	Inverso a la distancia	Perfiles
<i>Modelo cono volcánico</i>				
Volumen (m ³)	13090493	13083414	13102378	13087396
Diferencia de Volumen respecto a EG (m ³)		-7079	11885	-3097
Tasa aproximación (%)		99,95	100,09	99,98
<i>Modelo colada de lava</i>				
Volumen (m ³)	11600000	11553538	11495865	11519202
Diferencia de Volumen respecto a EG (m ³)		-46462	-104135	-440798
Tasa aproximación (%)		99,60	99,10	96,20

Un método alternativo para calcular volúmenes es comparando dos MDT de igual área e identificar zonas (píxel) donde existan diferencias en los valores de elevación. Los MDT comparados representan la parte inferior y superior de un cuerpo. Este método se aplica directamente al cálculo de volúmenes de erupciones volcánicas, comparando dos MDT que representan el antes y después de la erupción. Los volúmenes así calculados se presentan en la Tabla 5. Los tres métodos de interpolación tienen mayor porcentaje de exactitud en los resultados del cono que en la colada de lava (ver Tabla 5). Esta diferencia es debido a las diferentes elevaciones para una misma área.

Otro enfoque para determinar la calidad del MDT es tomando como referencia las pendientes de la superficie. La inclinación de la pendiente influye sobre el número de curvas disponibles que son medidas para obtener la elevación y, por consiguiente, afecta a la precisión del MDT. Como ocurre en el caso del volumen, se recurren a modelos de superficie artificiales. Se aplicó el modelo del cono descrito anteriormente, ya que el parámetro de pendiente es importante para entender la evolución de los conos aplicando estos métodos en morfometría volcánica. El procedimiento se realiza a partir de los flancos del cono, excluyendo el interior del cráter, ya que presenta diferentes grados de pendiente, con lo que se obtiene una media de 28°. Los resultados obtenidos por los tres métodos de interpolación muestran una media y una mediana en torno a los 27°.

Estos datos son especialmente útiles para validar el tamaño de celda usado en el MDT, por lo que una resolución muy alta da paso a una interpretación equivocada de las pendientes en la superficie. Por ejemplo, cuando la media de la pendiente del cono se calcula para un tamaño de celda de 2,5 m, el histograma del MDT muestra una distribución bimodal de las pendientes, una corresponde a la pendiente real y la otra es producida por los cálculos.

Como síntesis, la resolución del MDT más adecuada a escala de trabajo de 1:5000 es de 5 x 5 m aplicando en los tres métodos de interpolación (curvatura mínima, inverso a la distancia y por perfiles). El método recomendado es el de Curvatura Mínima porque es aplicable a todo tipo de terrenos y es más rápido en los cálculos. El método de perfiles, crea “agujeros” en el MDT, sobre todo en zonas llanas y el método de inverso a la distancia tiene un procesamiento en los cálculos muy lento.

ANÁLISIS MORFOMÉTRICO DEL CONO

Los parámetros morfométricos del cono (ver Tabla 1) se calculan para el cráter, el interior del cráter, el resto de la superficie del cono (flancos) y la superficie inferior del cono. Esta última coincide con la superficie previa antes de la erupción.

El eje mayor (a) y menor (b) del cráter y la base del cono se calculan con la herramienta disponible para ello en el programa de SIG. Se ajusta a la forma de cráter y la base del cono y directamente muestra la información.

La excentricidad (e) calcula el grado de elongación del cráter y la base del cono; se define como:

$$e = \sqrt{1 - \frac{(b/2)^2}{(a/2)^2}}$$

El valor de excentricidad (e) varía entre $0 \leq e < 1$, donde $e=0$ representa un cráter o base del cono perfectamente circular.

Los azimut del eje mayor del cráter y base del cono se expresan como los ángulos horizontales que forman respecto al norte y en el sentido de las agujas del reloj, hasta los ejes principales. Este parámetro no se aplica a un cono y cráter perfectamente circular. La profundidad del cráter se calcula por la diferencia que existe entre la máxima elevación del cráter y la media de elevación en el resto del cráter. Estos valores se obtienen de los respectivos MDT. La altura del cono se define como la diferencia que existe entre la máxima elevación del cráter y la media de elevación de la base del cono (obtenido a partir del MDT antes de la erupción).

El volumen del cono se calcula con las diferencias de elevación existentes entre los MDT de las superficies antes de la erupción y después de la erupción, como se ha explicado en el apartado de calidad del MDT. Las pendientes y orientaciones del sustrato y del cono se obtienen desde los MDT antes y después de la erupción. Estos resultados se procesan para determinar y analizar los parámetros estadísticos básicos.

La precisión de las medidas en los parámetros longitudinales y volumétricos es inferior a $\pm 2\%$ y sólo en lo que respecta a la profundidad del cráter supera ligeramente este umbral de precisión (2,2%).

ANÁLISIS MORFOMÉTRICO DE LA COLADA DE LAVA

Muchas características en una colada de lava pueden ser interpretadas como valores aislados. Sin embargo, el significado de estos sigue siendo poco claro cuando se consideran por separado, porque algunas veces no representan la complejidad de los datos. En contraste con el cono, la topografía del sustrato es mucho más decisiva en los procesos volcánicos que determinan la morfometría. En consecuencia, el uso de valores aislados para el análisis de la colada, debe ser evaluado cuidadosamente.

En este apartado se describen los criterios usados para determinar la forma más común de utilizar los parámetros morfométricos en el análisis de la colada (ver Tabla 1). Una colada se representa como una sola unidad poligonal que corresponde a una capa vector en un SIG. La longitud de la colada de lava se obtiene con las herramientas de las que dispone el programa de SIG. El ancho de la colada de lava por lo general varía a lo largo de todo el recorrido debido a las propiedades reológicas del magma y a la topografía previa (e.g., un fondo de barranco actúa como canal para el flujo). Por lo tanto, un único valor del ancho de la colada no es adecuado para representar las funciones morfométricas, por eso es mucho mejor trabajar con perfiles transversales a lo largo de la dirección del flujo para analizar su variabilidad (Mazzarini et al., 2005). En el caso del modelo simulado, todas las secciones son idénticas, lo que hace innecesario este procedimiento. En cambio, para los casos reales, la variabilidad en los valores de anchura va a permitir unos cálculos estadísticos más realistas. A partir de la intersección de estos perfiles con el eje longitudinal, se obtienen también los datos de elevación y pendiente. El área de la colada de lava se expresa como el área del polígono del vector en un plano. La potencia o espesor de la colada de lava se calcula por la diferencia de superficies entre el antes y después de la erupción (Rowland et al., 2003). Se considera un valor medio de espesor o potencia, pero esta metodología puede ser aplicada a casos

más complejos donde será necesario añadir otros parámetros específicos para el desarrollo de los modelos morfométricos; como es el caso de las coladas de lava en todo su recorrido con levees, donde un parámetro importante es el espesor del levee (Mazzarini et al., 2005). Tanto el volumen, la pendientes y la orientación del terreno se obtienen de la misma manera que para el cono. La precisión en las medidas de los parámetros longitudinales y volumétricos es inferior a $\pm 1\%$. En cuanto a la pendiente, se comporta de la misma manera que para el cono. Por lo tanto, es más ventajoso trabajar con los rasters de pendiente que con los valores medios.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se enmarca en los proyectos PI2002/148 del Gobierno de Canarias; GRANCA (Ref. CGL2004-04039/BTE) de la CICYT y el Grupo de Investigación Consolidado PEGEFA (SGR-2005-795, Generalitat de Catalunya).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Baldi, P., Fabris, M., Marsella, M., Monticelli, R. y Achilli, V. (2006): Application of digital terrain model to volcanology. *Annals of Geophysics*, 49 (4-5): 1059-1066.
- Borelli, I.A. (1670): *Historia et meteorologia incendii Ætnae anni 1669*. Academia Pisana, Officina Dominici Ferri, 124 pp.
- Branca, S. y Del Carlo, P. (2005): Types of eruptions of Etna volcano AD 1670-2003: implications for short-term eruptive behaviour. *Bulletin of Volcanology*, 67 (8): 732-742.
- DeMers, M.N. (2001): GIS modelling in raster. *Wiley, West Sussex*, 208 pp.
- EUROSTAT (2001): *Manual of concepts on land cover and land use information systems*. European Communities, Luxembourg, 106 pp.
- Favalli, M., Mazzarini, F., Pareschi, M.T. y Boschi, E. (2004): Digital elevation model construction from structured topographic data: The DEST algorithm. *Journal of Geophysical Research*, 109 (F04004): 1-17.
- Fisher, P.E. y Tate, N.J. (2006): Causes and consequences of error in digital elevation models. *Progress in Physical Geography*, 30 (4): 467-489.
- Harris, A., Dehn, J. y Calvari, S. (2007a): Lava effusion rate definition and measurement: a review. *Bulletin of Volcanology*, 70 (1): 1-22.
- Harris, A., Favalli, M., Mazzarini, F. y Pareschi, M.T. (2007b): Best-fit results from application of a thermo-rheological model for channelized lava flow to high spatial resolution morphological data. *Geophysical Research Letters*, 34 (1).
- Hooper, D.M. y Sheridan, M.F. (1998): Computer-simulation models of scoria cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 83 (3-4): 241-267.
- Mazzarini, F., Pareschi, M.T., Favalli, M., Isola, I., Tarquini, S. y Boschi, E. (2005): Morphology of basaltic lava channels during the Mt. Etna September 2004 eruption from airborne laser altimeter data. *Geophysical Research Letter*, 32 (L04305): 1-4.

- Microimages, (2007): *Reference manual for TNT products V6.50*. Microimages. URL: <http://www.microimages.com/refman/xhtml/index.htm>
- Murray, J.B., Stevens, N.F. (2000): New formulae for estimating lava flow volumes at Mt. Etna Volcano, Sicily. *Bulletin of Volcanology*, 61 (8): 515-526.
- Rowland, S.K., Harris, A., Wooster, M.J., Amelung, F., Garbeil, H., Wilson, L. y Mouginis-Mark, P.J. (2003): Volumetric characteristics of lava flows from interferometric radar and multispectral satellite data: the 1995 Fernandina and 1998 Cerro Azul eruptions in the western Galapagos. *Bulletin of Volcanology*, 65 (5): 311-330.
- Simkin, T. y Siebert, L. (1994): *Volcanoes of the World*. Geoscience Press for the Smithsonian Institution, Tucson, 349 pp.
- Smith, W.H.F. y Wessel, P. (1990): Gridding with Continuous Curvature Splines in Tension. *Geophysics*, 55 (3): 293-305.
- Stretch, R.C., Mitchell, N.C. y Portaro, R.A. (2006): A morphometric analysis of the submarine volcanic ridge south-east of Pico Island, Azores. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 156 (1-2): 35-54.
- Szekely, B. y Karatson, D. (2004): DEM-based morphometry as a tool for reconstructing primary volcanic landforms: examples from the Borzony Mountains, Hungary. *Geomorphology*, 63 (1-2): 25-37.
- Thouret, J.C. (1999): Volcanic geomorphology - an overview. *Earth-Science Reviews*, 47 (1-2): 95-131.
- Wood, C.A. (1980a): Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7: 387-413.
- Wood, C.A. (1980b): Morphometric analysis of cinder cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8: 137-160.
- Yilmaz, H.M. (2007): The effect of interpolation methods in surface definition: an experimental study. *Earth Surface Processes and Landforms* 32 (9): 1346-1361.