

ESTUDIO DE LA EROSIÓN DE LOS VOLCANES BASÁLTICOS MONOGÉNICOS DE EL CERRILLAR, GUAMASA Y ENMEDIO, EN EL PARQUE NACIONAL DE LAS CAÑADAS DEL TEIDE (TENERIFE. CANARIAS. ESPAÑA)

F. Javier Dóniz Páez

Dr. en Geografía. Universidad de La Laguna. Tenerife. Canarias. España.

RESUMEN

Los conjuntos eruptivos de El Cerrillar, Guamasa y Enmedio se localizan en las cumbres de la dorsal de Pedro Gil. Se trata de volcanes basálticos simples con caracteres morfológicos homogéneos, están afectados por similares condiciones ambientales, poseen edades distintas y modelados posteruptivos que no evolucionan linealmente con su edad absoluta, siendo otros factores (topografía, hidrografía, etc.) los responsables de su desmantelamiento.

Palabras clave: volcán basáltico monogénico, geomorfología volcánica, edad absoluta, morfogénesis, Parque Nacional del Teide, Tenerife.

ABSTRACT

Erosion study of El Cerrillar, Guamasa and Enmedio basaltic cinder cones in Las Cañadas del Teide National Park (Tenerife. Canary Islands. Spain).

El Cerrillar, Guamasa and Enmedio basaltic cinder cones are located in the high Pedro Gil volcanic rift. They are affected by similar climatic conditions, they have different ages and

Fecha de recepción: mayo 2005.

Fecha de aceptación: julio 2006.

they are degraded by erosion, but this is not correspond with the age of them. In this case the volcanoes erosion depend on other factors like topography, hydrography, etc.

Key words: scoria or cinder cones, volcanic geomorphologic, age, erosion, Teide National Park, Tenerife.

I. INTRODUCCIÓN

Las formas volcánicas actuales no son sólo resultado de fases eruptivas muy rápidas durante las cuales se edifican los aparatos volcánicos, sino también de etapas en las que la erosión progresa a ritmos diferentes en función de la morfología de los conos, del tipo de material del que están compuestos, de su edad, de los rasgos de su área de emplazamiento, del ambiente morfoclimático en el que se inscriben, etc. y durante las cuales se produce la degradación de los conjuntos volcánicos. La etapa constructiva suele corresponder, en el caso de los edificios volcánicos simples, a períodos temporales de duración variable de semanas, meses, incluso años. La fase erosiva se caracteriza, por el contrario, por intervalos temporales más prolongados. Es precisamente esta dialéctica entre los procesos de construcción volcánica y los de desmantelamiento lo que provoca que los territorios volcánicos se caractericen por ser paisajes muy dinámicos, en los que los cambios son, en muchas ocasiones, perceptibles a escala humana.

Independientemente de cuales son los factores que regulan la dinámica morfogenética, todos los autores coinciden en individualizar dos etapas básicas en las fases de modelado de los edificios volcánicos (Romero, 1991; Inbar et al, 1994; Beltrán, 2000). La primera de ellas se produce inmediatamente después de finalizar la erupción y durante la misma tienen lugar importantes y rápidas remodelaciones de la forma del volcán asociadas al enfriamiento y asentamiento de los materiales eruptivos (Romero, 1991). Tal es así, que algunos autores señalan que la transformación que experimentan los edificios volcánicos recién construidos puede llegar a ser tres o cuatro veces superior a la de los territorios inmediatos a la erupción no afectados por la misma (Swanson et al, 1983 y Collins y Dunne, 1986). Los procesos generados durante esta primera fase actúan, por tanto, de modo independiente al sistema morfoclimático en el cual se inscriben los volcanes. En la segunda etapa, el desmantelamiento de los conjuntos volcánicos se lleva a cabo en relación directa con el ambiente morfoclimático del área de emplazamiento del conjunto volcánico, y su intensidad depende de los rasgos de ese ambiente, pero, por lo general, los cambios introducidos en la morfología son tanto más importantes cuanto mayor sea la exposición a los agentes erosivos. Sus efectos, aunque más contundentes, suelen ser menos perceptibles a escala humana.

II. CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOMORFOLÓGICO

El sector de cumbres acoge el territorio cimero de Tenerife, por encima de los 2000 m de altitud, y se relaciona con una situación climática extrema cuya característica esencial es que posee una temperatura media anual inferior a los 10°C. Las lluvias están en torno a los 250-400 mm al año (Marzol, 1988) y durante el invierno, debido a las bajas temperaturas, éstas se producen en forma de granizo o de nieve. El descenso de las precipitaciones con respecto al

Figura 1

IMPRESIONANTE PANORÁMICA DEL TEIDE NEVADO, MARZO DE 2005, DESDE EL EXTREMO SUROESTE DEL EJE DE LA DORSAL DE PEDRO GIL



sector de medianías se debe a la inversión térmica que actúa como obstáculo y no permite el ascenso de la masa nubosa de estratocúmulos; esto determina que la nubosidad sea mínima, lo que se traduce en una fuerte insolación. Otro de los rasgos climáticos importantes de este ámbito de alta montaña son los fuertes vientos. Estas características climáticas contrastadas favorecen un paisaje vegetal constituido por matorrales abiertos de leguminosas (*Spartocytisus supranubius*, *Adenocarpus viscosus*, etc.).

La morfodinámica actual en estas altitudes está caracterizada por la meteorización mecánica (gelifracción), los movimientos lentos del terreno, los procesos pluvio-torrenciales y los eólicos (Morales et al, 1977; Höllerman, 1980; Quirantes y Martínez de Pisón, 1994), entre otros.

Los tres volcanes objeto de estudio se localizan en el sector de contacto entre las morfoestructuras volcánicas complejas de Pedro Gil y el Edificio Central, concretamente en el extremo suroccidental del eje de la dorsal, en la zona de contacto con la Pared de Diego Hernández y la apertura de El Portillo en la Caldera de Las Cañadas, que alberga el estratovolcán poligénico doble Teide-Pico Viejo. Este emplazamiento origina que tanto el contexto geológico como geomorfológico del área donde se instalan los conos de El Cerrillar, Guamasa y Enmedio presente elevados grados de complejidad geomorfológica derivados de la génesis, de la historia eruptiva y de la evolución de ambas construcciones complejas, que necesariamente intervendrán en la configuración morfoestructural y en la evolución posteruptiva de cada uno de los aparatos volcánicos analizados.

Desde el punto de vista geológico la dorsal de Pedro Gil constituye una estructura predominantemente basáltica, de magmas alcalinos, construida a lo largo de un dilatado período de tiempo, de manera que las primeras etapas de formación corresponden a los estadios iniciales del segundo ciclo volcánico, 1,6-1,2 m.a. (Carracedo, 1979), prolongándose la actividad durante el Pleistoceno hasta la actualidad con el desarrollo de erupciones volcánicas en época histórica (1704-1705). Geomorfológicamente muestra, como es característico de las dorsales, dos ámbitos bien diferenciados: una línea de cumbres que constituye el eje de la estructura y en la cual se concentra la mayor parte de los aparatos volcánicos, y un dorso constituido en lo esencial por el apilamiento de coladas de lava de escasa potencia emitidas desde dichos centros, sobre las que destacan algunos aparatos eruptivos dispersos (Doniz et al, 1999 y Dóniz, 2001).

En general, en sus 505,33 km² el relieve de La Dorsal viene caracterizado por la interferencia entre el fenómeno volcánico y la erosión. La heterogeneidad de la actividad eruptiva en Pedro Gil, que no ha conocido hiatos tan importantes y prolongados en el tiempo como en los macizos volcánicos antiguos de Anaga o de Teno, propicia la formación de un relieve en el que alternan sectores donde los volcanes constituyen lo esencial del paisaje, con vanos eruptivos donde predominan las formas de modelado entre las que destacan los barrancos, que unas veces angostos y escarpados se abren en cabeceras polilobuladas amplias y abruptas bien jerarquizadas alcanzando órdenes de hasta 4, y en otras sólo conforman pequeñas barranqueras muchas de ellas labradas en los dorsos y cráteres de los edificios volcánicos monogénicos mínimamente estructuradas (Dóniz, 2001).

III. OBJETIVO, FUENTES Y METODOLOGÍA

El objetivo de nuestro trabajo es comprobar si la edad de los edificios volcánicos constituye el factor fundamental o no, que controla el distinto grado de desmantelamiento posteruptivo de los volcanes, siempre y cuando estén bajo similares condiciones morfoclimáticas y hayan sido resultado de similares dinamismo eruptivos; tal y como se ha puesto de manifiesto para los conjuntos eruptivos históricos de Garachico (1706) y Chinyero (1909), que con un intervalo temporal de 203 años entre ambos paroxismos, la edad se convierte en el factor responsable de las diferencias en el grado de conservación y de la evolución vegetal entre ambos aparatos volcánicos (Romero y Beltrán, 1999).

Los conos volcánicos objeto de este trabajo se han generado a partir de erupciones monogénicas de naturaleza basáltica y comportamientos dinámicos de tipo estrombo-efusivos (con importantes emisiones de caudales lávicos) similares, se localizan en el mismo piso morfoclimático (alta montaña tinerfeña), pero poseen edades absolutas distintas (con diferencias de hasta seis mil años entre el más viejo y el más joven), lo que los convierte en ideales para valorar qué papel desempeña la cronología absoluta, como factor variable, en la evolución geomorfológica de los mismos.

Las fuentes utilizadas son las propias de los estudios de geomorfología volcánica tradicional: la cartografía topográfica a escala 1:25000 del Instituto Geográfico Nacional y 1:10000 del Cdmap de Tenerife, la cartografía geológica 1:25000 del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), la fotografías aéreas a escala 1:30000 y 1:18000 del Departamento de Geografía de La Laguna y, sobre todo, el trabajo de campo realizado durante el verano del año 2000 y el invierno-primavera de 2005.

Con el fin de comprobar qué papel desempeña la edad en la evolución geomorfológica de los volcanes basálticos monogénicos se procedió al análisis exhaustivo del desmantelamiento posteruptivo que afecta a cada uno de ellos. La metodología empleada fue la elaboración de una ficha de campo (cuadro I) en la que quedasen recogidos, con la mayor precisión posible, todos los aspectos referidos a los procesos morfogenéticos (torrenciales, dinámica de vertiente, eolicaciones, periglacialismo, biológicos y a las intervenciones antrópicas), así como a sus formas características (barrancos, taludes, ripples, suelos estriados, polígonos, etc.). Con posterioridad, a cada uno se le asignó un valor numérico en función del grado de importancia en que se hace presente cada uno de los procesos y de las formas de modelado en el edificio volcánico. La escala oscila entre el valor 1 (muy escaso) y el 4 (muy abundante), pasando

Cuadro I

PARÁMETROS RECOGIDOS EN LA FICHA DE CAMPO PARA LA TOMA DE DATOS DE LOS PROCESOS Y LAS FORMAS DE MODELADO

NÚMERO Y FECHA
Nº ficha, fecha de recogida de los datos
SITUACIÓN Y LOCALIZACIÓN
Nombre volcán, altitud, exposición
GEOMORFOLOGÍA
Morfoestructura, material predominante, entorno morfológico
PROCESOS DE MODELADO
Torrenciales, dinámica de vertiente, periglaciares, eolizaciones, antrópicos y biológicos
OBSERVACIONES
Anotaciones de la importancia relativa de cada una de las formas en el volcán
CROQUIS Y DIBUJOS

por el 2 (escasos) y el 3 (abundantes). Igualmente, la ficha va acompañada de otro tipo de información complementario pero igualmente necesaria como la altitud, la exposición, el tipo de material predominante y un croquis morfológico en el que se recoge información de la organización y de las relaciones espaciales de cada una de las formas estructurales y de modelado reconocidas en los volcanes basálticos monogénicos.

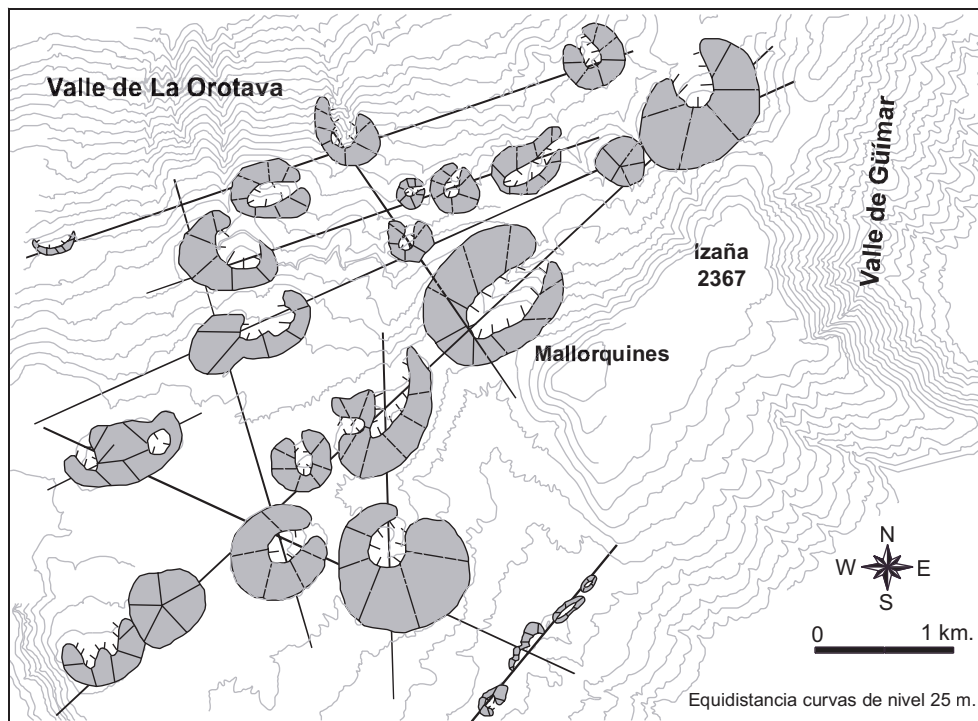
IV. RESULTADOS

1. Geomorfología volcánica de los conjuntos eruptivos de El Cerrillar, Guamasa y Enmedio en la dorsal de Pedro Gil

Cada uno de estos tres edificios volcánicos se generaron a partir de erupciones monogénicas basálticas similares a los restantes 297 conos existentes en Tenerife, de lo que necesariamente se deduce que corresponden a las morfologías más comunes producidas por una erupción volcánica en la isla. Estas formas eruptivas se elaboran en una sola fase eruptiva de duración diferente, involucran un tipo de magma, poseen un sistema de conductos simple que es el empleado durante esa fase volcánica y están asociados a ambientes tectónicos de extensión. Son por tanto, volcanes de estructura y composición similar construidos a partir de la acumulación de materiales de proyección aérea, en ocasiones sueltos y en otras soldados (Dóniz, 2001).

Los volcanes de El Cerrillar (37 ± 3 ka), Guamasa (33 ± 2 ka) y Enmedio (31 ± 1 ka) (Carracedo et al, 2003) disponen de edades absolutas suficientemente contrastadas para que la acción de los procesos de desmantelamiento posteruptivos hayan tenido tiempo de actuar entre un paroxismo y el otro, con las consecuencias de evolución morfológica diferenciada

Figura 2
CROQUIS PARCIAL DE LA DISTRIBUCIÓN Y ORGANIZACIÓN ESPACIAL DE LOS VOLCANES EN EL EXTREMO SUROCCIDENTAL DEL EJE DE LA DORSAL DE PEDRO GIL



que de ello se desprende. Estos tres conjuntos volcánicos se generaron bien a partir de fracturas lineales fundamentalmente de rumbo NE-SW para el caso del volcán de Guamasa y Enmedio, bien en el cruce de varias hendiduras eruptivas, una principal NE-SW y otra secundaria NW-SE, como ocurre con el conjunto volcánico de El Cerrillar. Tanto en un caso como en el otro, todos ellos forman parte del sistema eruptivo con mayor número de volcanes basálticos monogénicos (37), mayores densidades (0,76 conos/km²), menores distancias de separación (≤ 500 metros), mayores índices de agrupamiento (≤ 177 metros) y mayor complejidad morfológica del campo volcánico de la dorsal de Pedro Gil (fig. 2) (Dóniz, 2004). Todo esto parece estar indicando, por un lado, un aumento de la intensidad eruptiva desde el extremo nororiental al suroccidental del eje de Pedro Gil donde los volcanes están más agrupados, y por otro, una mayor frecuencia de las erupciones en los extremos del eje de la dorsal (Dóniz, 2002). Independientemente de las características morfométricas vistas con anterioridad, la totalidad del volcanismo de la dorsal de Pedro Gil, y por extensión el de Tenerife, corresponde a un volcanismo de flaco de morfoestructuras complejas, en este caso concreto de carácter lineal, frente al de otras islas de Canarias como Lanzarote que pertenece al de zonas llanas (Dóniz, 2004).

La razón por la cual el número, el agrupamiento y la densidad de los conos volcánicos es máximo en el extremo suroccidental del eje de Pedro Gil parece relacionarse con una mayor apertura de las fracturas probablemente relacionada con los procesos de distensión asociados a la etapa subsiguiente al colapso de la Caldera de Las Cañadas (Romero, 1991). Sin embargo, otros autores atribuyen este hecho a procesos de inyección magmática en la zona central de la isla que provocan la inestabilidad del edificio central, dando lugar a los deslizamientos que generaron los valles de La Orotava y de Güímar (Kieffer et al, 1994).

A pesar de disponer de rasgos similares (erupciones fisurales, volcanismo de flanco, conos monogénicos, naturaleza basáltica, constituidos por piroclastos tipo escorias, dinámicas estrombolianas, emiten lavas de morfología superficial variable y obturan cauces previos hoy reabiertos), los volcanes de El Cerrillar, Guamasa y Enmedio poseen caracteres morfoestructurales propios que se ponen de manifiesto en las diferencias de tamaño, en la forma y en la evolución geomorfológica de cada uno de ellos; hasta tal punto que podemos afirmar que bajo unos caracteres morfológicos comunes, la fisonomía que muestran estos edificios volcánicos monogénicos es particular y propia y que los diferencia del resto de aparatos eruptivos simples de su entorno más inmediato, de la dorsal e, incluso, de Tenerife.

Figura 3
PANORÁMICA DE LOS VOLCANES BASÁLTICOS MONOGÉNICOS DE CERRILLAR (A),
GUAMASA (B) Y ENMEDIO (C) EN LA DORSAL DE PEDRO GIL.



En este sentido, de los tres conos volcánicos dos disponen de plantas subcirculares y formas abiertas con cráteres en herradura (Guamasa y Enmedio), mientras que el volcán Cerrillar posee una planta alargada en el sentido de la fisura en cuyos extremos cuenta con dos cráteres anulares tipo embudo explosivo, que le confieren una morfología muchos más compleja que para los otros casos. A su vez, dos de los conjuntos eruptivos se emplazan en sectores de topografía plana (Llano de Maja) donde los procesos torrenciales previos debieron ser mínimos (Cerrillar y Enmedio), mientras que el otro lo hace en un sector de pendientes y desniveles importantes con una red hidrográfica mucho más significativa y jerarquizada (Guamasa) y con profundidades y anchuras de los barrancos más importantes que para los casos anteriores.

2. Los procesos y las formas de modelado con incidencia morfológica sobre los volcanes de El Cerrillar, Guamaasa y Enmedio

Varios son los procesos que dismantelan los edificios volcánicos y múltiples las formas que se generan como consecuencia de esa remodelación. Algunos autores (Renault en Hooper y Sheridan 1998) señalan que los principales responsables del dismantelamiento de los conos de piroclastos a lo largo del tiempo son los flujos de derrubios y los procesos coluviales y aluviales.

El significado morfológico de cada proceso de degradación es importante, pero su incidencia morfológica sobre los volcanes no es siempre igual. Entre ellos destacan los procesos torrenciales, los de gravedad y la morfogénesis fría, todos ellos asociados a la meteorización mecánica y con una componente fundamentalmente mecánica. Es evidente que no todos se desarrollan sobre los edificios volcánicos monogénicos al unísono y cuando intervienen, no todos disponen de la misma capacidad erosiva, pues ésta está matizada por factores tales como la topografía, la pendiente, el tipo de material, la edad y la cubierta vegetal, entre otros factores. A continuación se analizarán sólo aquellos procesos y formas de erosión y de acumulación cuya incidencia morfológica, en estos momentos, sea evidente en la evolución de cada uno de los edificios volcánicos objeto de estudio (torrencialidad, dinámica de vertiente y periglaciario); mientras que aunque se haya recogido información de campo de los procesos de eolización, de los antrópicos y de los biológicos, no se analizarán en este trabajo por su menor incidencia geomorfológica, siempre de carácter puntual. Aún así, alguno de ellos juega un importante papel en la meteorización de los materiales que edificaron los conos, tanto desde el punto de vista mecánico como químico.

A) La erosión torrencial

Evidentemente, dada la elevada incoherencia y el alto grado de porosidad propio de los materiales de proyección aérea que edifican los aparatos volcánicos, la capacidad de filtración de los mismos es tan elevada que tiende a impedir la escorrentía. Por ello, algunos autores señalan que para que la escorrentía pueda afectar a estos conos es necesaria la formación previa de suelos (Strahler, 1988). Ahora bien, no siempre es preciso que los procesos de meteorización originen un suelo cuyos finos colmaten los intersticios entre los piroclastos para que la erosión torrencial tenga efectos fisonómicos sobre el aparato eruptivo; basta con

que existan niveles de finos correspondientes a fases de alta explosividad o de escorias soldadas más o menos potentes en las capas superficiales, o que se desarrollen detritus rocosos desprendidos de alteraciones iniciales de los piroclastos para que se produzca la escorrentía.

El efecto modelador de las aguas corrientes es consecuencia de fenómenos de carácter torrencial, relacionados con aguaceros violentos, de gran intensidad horaria y de gran energía, que propician desplazamientos del material eruptivo por la escorrentía. Durante este tipo de lluvias se alcanzan valores superiores a los 100 mm en 24 horas, y a partir de los 50 mm/día éstas pueden tener consecuencias geomorfológicas (Marzol, 1988). Con estos volúmenes de precipitación la capacidad de absorción de los materiales que constituyen los conos se satura y el excedente hídrico tiende a discurrir por la superficie, excavando pequeñas nervaduras que aumentan su desarrollo con la repetición de este tipo de procesos a lo largo del tiempo.

Las acciones erosivas de tipo torrencial son las que provocan los mayores efectos físicos sobre los edificios volcánicos. Los tres volcanes analizados están afectados por procesos de erosión torrencial, pero en cada uno de ellos disponen de consecuencias morfológicas diferentes. En este sentido, el mayor número de barrancos, las mayores longitudes y las profundidades de las incisiones más importantes corresponden al volcán de Guamasa, seguido del edificio de Enmedio y El Cerrillar; de lo que se deduce que el primero de ellos es el que está más remodelado por las aguas superficiales (fig. 4).

Figura 4

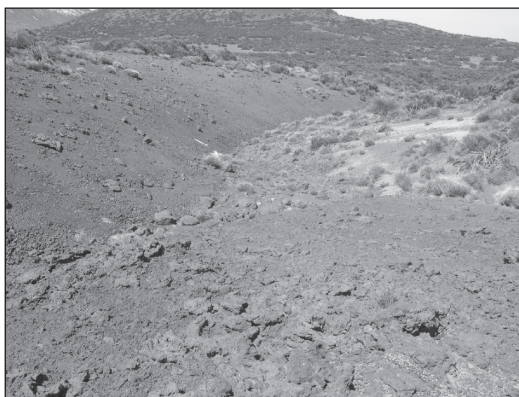
EJEMPLO DE LAS INCISIONES TORRENCIALES EN LOS DORSOS DEL VOLCÁN DE GUAMASA. OBSÉRVESE LA PROFUNDIDAD DE LAS MISMAS (IZQUIERDA) Y CON GENERAN PEQUEÑAS CUENCAS DE RECEPCIÓN EN LOS FLACOS DEL CONO (DERECHA)



El sistema hidrogeográfico de estos tres edificios está constituido por unos 17 cauces, cuya longitud total es de unos 2,33 km, lo que significa que el recorrido medio de cada uno de los barrancos es de unos 137 metros y que existe un promedio de unos 5,66 barrancos/cono; de lo que se deduce que cada cono estaría recorrido por unos 0,78 km de barranco.

Los barrancos y barranqueras desarrollados sobre los aparatos volcánicos se localizan tanto en los flancos como en los cráteres de los edificios eruptivos (fig. 5), aunque con un mayor predominio en los dorsos (88,24%) que en las bocas eruptivas (11,76%). A diferencia de lo que se ha descrito tradicionalmente, las incisiones no dibujan trazados radiales y morfologías en parasol para volcanes instalados en superficies topográficas planas, si no que adoptan recorridos paralelos independientemente de las características topográficas de las áreas de asentamiento de los conos. La mayoría de los cauces disponen de órdenes bajos, máximo dos para Guamasa, y no están organizado en cuencas, excepto algunos correspondientes al volcán Guamasa, aunque si disponen de continuidad espacial e hidrográfica con las redes de drenaje próximas.

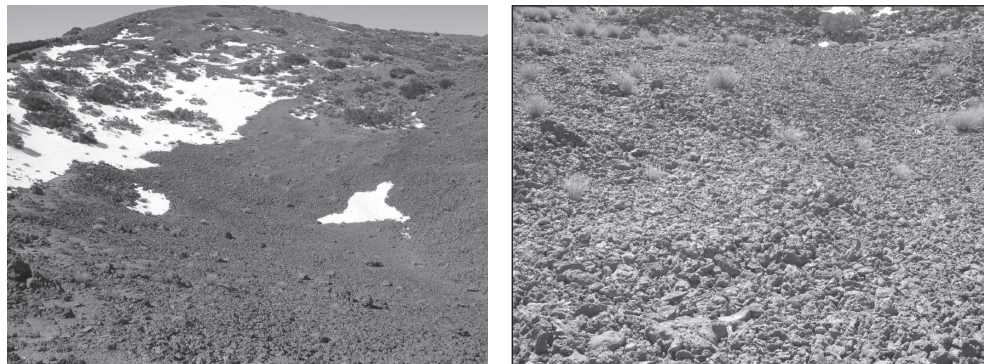
Figura 5
INCISIONES TORRENCIALES EN EL CRÁTER (IZQUIERDA) Y EN EL DORSO (DERECHA) DEL VOLCÁN ENMEDIO



B) Las acciones de la gravedad

Para que los procesos de gravedad actúen necesitan de dos condiciones *sine qua nom*, de un lado, que exista un área fuente donde la cohesión de los productos volcánicos no sea muy alta, y de otro, que existan pendientes con valores superiores a 10° para la puesta en

Figura 6
CRÁTER ANULAR NORESTE CON NEVEROS Y DONDE SE OBSERVAN LOS TALUDES DE DERRUBIOS (IZQUIERDA) Y DETALLE DE UNO DE LOS TALUDES EN EL CRÁTER ANULAR SUROESTE (DERECHA) DEL VOLCÁN CERRILLAR



movimiento de los clastos (Tricart, 1977). Si el grado de cohesión de los fragmentos de proyección aérea es muy elevado, los fenómenos de dinámica de vertiente serán mínimos y sus consecuencias morfológicas sólo se verán a largo plazo cuando los productos hayan sido disgregados y rotos por otros procesos.

Es evidente que las acciones ligadas a la gravedad son las únicas que no dependen del sistema morfoclimático puesto que se producen en las primeras etapas de destrucción de los edificios volcánicos. En nuestro caso, tanto los conos como taludes coluviales, además de ser funcionales, constituyen una de las formas más comunes del desmantelamiento posteruptivo de los conos (fig. 6).

Los taludes detríticos formados por gravedad no se diferencian ni en perfil, ni en su planta, ni en la disposición de los clastos de cualquier otro tipo de depósitos generado por acciones gravitacionales directas. La única diferencia es que no precisan de la fase previa de fragmentación de los materiales, sino sólo de la pérdida de cohesión de éstos.

Los taludes generados en los conos volcánicos constan también de tres sectores. Los *cejos cratéricos o vertientes superiores de los dorsos*, constituyen las áreas fuentes y corresponden a los sectores de pendientes más acentuadas. En la mayoría de los casos no constituyen ámbitos de meteorización, sino simplemente sectores de alimentación pues el material volcánico ya está fragmentado. El *talud*, ubicado por debajo de los cejos cratéricos o de las vertientes superiores de los conos, dispone de desarrollos altitudinales variables en función de la altura del cono, la pendiente, el tamaño y la forma de los piroclastos. Finalmente, área de *enlace basal* que conecta el talud con la vertiente, suele corresponder a la base del cono o al sector de menor profundidad de los cráteres. Evidentemente existe una selección granulométrica de los materiales eruptivos rodados a lo largo de la vertiente, siendo tanto mayores cuanto más próximos al área de enlace basal se encuentren.

En general, las acciones gravitacionales poseen una localización temporal y espacial preferentes, suelen ser tanto más activas cuanto más jóvenes son los edificios eruptivos y más comunes en los cráteres que en los dorsos, pues aquellos poseen pendientes más acentuadas y

están orlados por cejos que actúan como áreas fuente. Su localización temporal preferente se relaciona con los fenómenos de asentamiento y acomodación y con las características de los materiales eruptivos instantes después de que cese la erupción; el sistema morfogenético no interviene más que para acelerar o ralentizar el proceso. En nuestro caso, es cierto que este tipo de morfologías están mucho más presentes en los cráteres, sobre todo anulares de montaña Cerrillar, pero no parece existir ninguna correlación entre la edad y la mayor o menor presencia de los conos y taludes de gravedad. Estas acumulaciones detríticas provocan una suavización de los desniveles estructurales y de la pendiente de los edificios volcánicos.

C) El periglacialismo

En la alta montaña tinerfeña se detecta la presencia de un sistema morfogenético periglacial cuyos efectos morfológicos se dejan sentir por encima de los 1800 metros de altitud, pero que en ocasiones puede descender hasta los 1500 m (Quirantes et al, 1994), en situaciones de orientación y umbría muy favorables. Las precipitaciones relativamente escasas, irregulares y de gran intensidad, junto con las bajas temperaturas, los fuertes contrastes térmicos diurnos, una insolación elevada, la escasa humedad relativa y las frecuentes heladas nocturnas, son responsables de la morfodinámica periglacial actual en la isla.

La combinación entre las periódicas y frecuentes heladas nocturnas y la humedad en la superficie del terreno, proporcionan una gran eficacia erosiva al hielo en el alto Tenerife (fig. 7) que da lugar a un gran abanico de formas crionivales. Estas heladas se producen habitualmente durante el invierno y la primavera y centradas fundamentalmente en los meses de diciembre a marzo. El principal factor limitante del periglacialismo actual de la isla es la humedad de la superficie del terreno (Morales Gil et al, 1977 y Quirantes y Martínez de Pisón, 1994).

Figura 7

VOLCANES DEL ALTO TENERIFE CUBIERTOS POR NIEVE DURANTE LA NEVADA DE ENERO-FEBRERO DE 2005. EN LA FOTOGRAFÍA DE LA IZQUIERDA LOS VOLCANES HISTÓRICOS DE FASNIA (ERUPCIÓN DE 1705) Y EN LA DE LA DERECHA EL VOLCÁN DE GUAMASA



Las formas de modelado derivadas del hielo que se observan en los conos de la isla son las propias de los procesos de gelifracción o crioclastia y de desnivación actuales, ello no significa que no existan en el alto Tenerife huellas de un periglacialismo pleistoceno. Las formas heredadas, de mayor entidad geomorfológica, son resultado de una actividad crionival muy importante relacionada con unas condiciones climáticas más frías que las que existen hoy (Quirantes y Martínez de Pisón, 1994); mientras que las formas periglaciares contemporáneas poseen una menor incidencia morfológica debido a su reducido ámbito espacial, a su escasa entidad y a su limitada intensidad.

Los procesos y las formas periglaciares actuales en los volcanes basálticos monogénicos estudiados son muy diversos y se desencadenan tanto por la acción del agua de fusión de la nieve (solifluxión), como por el hielo-deshielo (crioclastia o gelifracción) o por procesos mixtos de fusión y crioclastia (fig. 8).

Figura 8

REGUERILLOS DE SOLIFLUXIÓN EN EL DORSO MERIDIONAL DEL VOLCÁN DE GUAMASA (IZQUIERDA) E INCIPIENTE FORMACIÓN DE COLADAS DE PIEDRAS (DEBRIS FLOWS) EN EL INTERIOR DEL CRÁTER ANULAR MÁS OCCIDENTAL DEL VOLCÁN CERRILLAR (DERECHA)

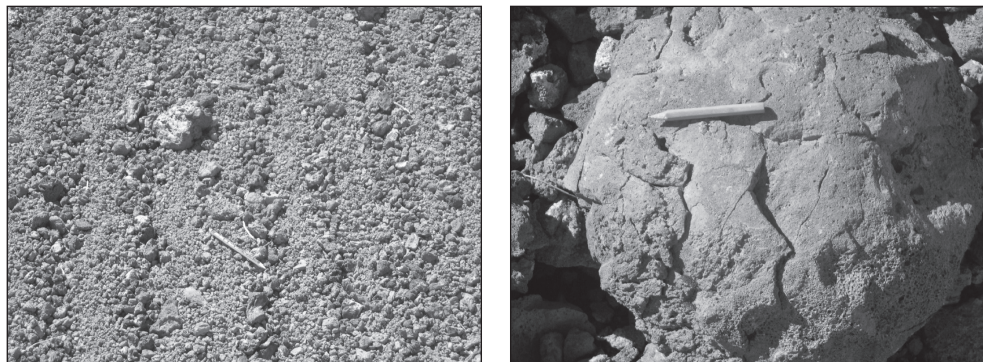


En el caso de Tenerife, los fenómenos periglaciares disponen de una localización espacial muy concreta y precisa (la alta montaña); sin embargo, los podemos reconocer indistintamente tanto en conos muy recientes como antiguos. Del mismo modo, sobre los edificios volcánicos, las formas derivadas del trabajo morfológico del hielo y la nieve se ubican, indiferentemente, en los flancos y cráteres de los volcanes, aunque es cierto que algunas formas son predominantes de afloramientos rocosos, algunas de zonas llanas y otras requieren de superficies más accidentadas.

Entre la variedad de morfologías periglaciares actuales destacan los reguerillos de solifluxión, los flujos de derrubios, los conos de derrubios gelifractados, los enlosados de piedras, los pipkrake, los suelos poligonales, los suelos estriados, las pequeñas guirnaldas, etc.

Las formas de modelado derivadas de los procesos periglaciares son las que menor impronta morfológica desencadenan en los conos basálticos monogénicos analizados, por el contrario su distribución espacial es muy amplia dentro del edificio volcánico, hasta el punto que tras nevadas importantes cubren la práctica totalidad de los conos volcánicos. Se trata, por tanto, sólo de formas de retoque de la fisonomía del volcán, muchas veces efímeras y

Figura 9
FORMACIÓN DE SUELOS ESTRIADOS EN EL FLANCO NORTE DEL VOLCÁN CERRILLAR
(IZQUIERDA) Y BOMBA VOLCÁNICA AFECTADA POR PROCESOS DE GELIFRACCIÓN
(DERECHA) EN EL DORSO SEPTENTRIONAL DEL VOLCÁN DE ENMEDIO (DERECHA)



esporádicas, pero con un significado geomorfológico de detalle notable en el volcán Cerrillar y en menor medida en los conos de Guamasa y Enmedio.

* * *

Cabría esperar que dado las similares condiciones morfológicas y morfoclimáticas y la diferencia de edad de los conos, el volcán más transformado por el modelado posteruptivo fuese el de El Cerrillar, seguido de los conos de Guamasa y Enmedio. El análisis exhaustivo, detallado y de manera conjunta del desmantelamiento presente en cada uno de los tres edificios volcánicos estudiados (tabla 1) pone en evidencia que esto no es así; siendo el edificio volcánico de Guamasa el que más afectado está y donde mayores repercusiones geomorfológicas desempeñan tanto los procesos como las formas de modelado, e incluso se reconoce en él una capa superficial alterada por procesos edafogenéticos; y sin embargo no es el más antiguo. Ahora bien, ello no significa que cada uno de ellos (torrenciales, dinámica de vertiente y periglaciares) afecte con la misma intensidad a cada uno de los conos volcánicos; en este sentido, por ejemplo, en el volcán de Guamasa los procesos torrenciales y de gravedad juegan un papel más notable que lo periglaciares, lo cual no es de extrañar dado su emplazamiento en una zona de topografía más contrastada y su menor localización altitudinal respecto a los otros dos volcanes que se localizan siempre por encima de los 2000 metros de altitud.

Este hecho demuestra que efectivamente la edad no siempre es el principal factor que controla el grado de desmantelamiento de los conos siempre y cuando estén bajo iguales condiciones ambientales y dispongan de los mismos caracteres morfoestructurales. Por tanto, en este caso concreto debe existir un factor específico del volcán de Guamasa que está provocando una perturbación en el proceso de evolución geomorfológica de los conos y que no actúa con la misma intensidad en el resto, puesto que para los edificios de El Cerrillar y Enmedio (que están bajo similares condiciones morfoestructurales, ambientales y de empla-

Tabla 1
IMPORTANCIA RELATIVA DE CADA UNO DE LOS PROCESOS DE MODELADO EN LOS VOLCANES ANALIZADOS

Procesos	V. Cerrillar	V. Guamasa	V. En medio
Torrenciales	2	3	2
Gravedad	2	3	1
Periglaciario	4	2	2
Eolización	1	1	1
Biológicos	1	1	1
Antrópicos	1	1	1

zamamiento) la edad si que es el factor fundamental que controla el distinto grado de desmantelamiento entre el uno y el otro.

Ese factor de distorsión está en relación con los caracteres topográficos de las áreas de asentamiento de los conos volcánicos y con la red hidrográfica previa a la instalación de los aparatos eruptivos favorecidos por la misma. Para el caso de los volcanes de El Cerrillar y Enmedio es muy homogénea, con desniveles y pendientes escasos y con un drenaje muy poco significativo en un sector semiendorreico; mientras que para la Montaña de Guamasa no. En este último caso la topografía se resuelve a través de una rampa inclinada hacia el norte con importantes desniveles y pendientes e incidida por una red de barrancos significativa con profundidades variables, que al encontrarse con el obstáculo del volcán se abren bordeándolo en toda su base, excepto en el sector norte, hacia donde el cráter en herradura principal emite las coladas de lava que se dirigen pendiente abajo tapizando parte del fondo del Valle de La Orotava, provocando la zapa basal del edificio volcánico y el consiguiente descalce y caída de importantes paquetes de piroclastos del cono, originando los efectos morfológicos más contundentes y de mayores repercusiones en el edificio volcánico.

El grado de erosión de los conos volcánicos depende como señalan la mayoría de los autores evidentemente de su edad, pero parámetros tales como: magnitud del paroxismo, morfología del aparato volcánico, tipo de materiales que edifican el cono, condiciones climáticas, caracteres topográficos de las áreas de asentamiento, mayor o menor cubierta vegetal, influencia del hombre, etc. pueden hacer variar, en ocasiones de modo drástico, el ritmo y la intensidad de la erosión, provocando grados de desmantelamiento no siempre acordes con la edad. Cada uno de los parámetros mencionados pueden actuar de forma individualizada, pero lo más habitual es que lo hagan de manera conjunta y combinados entre si.

IV. CONCLUSIÓN

Está claro, por tanto, que la edad de los volcanes es el factor fundamental que controla el distinto grado de desmantelamiento de los edificios volcánicos siempre y cuando estén bajo similares condiciones morfoclimáticas, hayan sido resultado de similares dinamismos

eruptivos y se emplacen en sectores de rasgos fisiográficos similares; de manera que la edad es el único parámetro que varía. Ahora bien, cuando tenemos conos de distinta cronología y grados de transformación posteruptiva contrastados entre ellos, debe existir, al menos, un factor que varíe (ambiente morfoclimático, dinamismo eruptivo y/o emplazamiento), tal y como ocurre en nuestro caso, o bien que más de uno de los parámetros no sea igual. Asimismo, el factor edad de los aparatos eruptivos parece constituir, por tanto, un hecho clave cuando se trata de analizar la erosión de la población completa de conos de Tenerife; sin embargo, cuando el análisis es más específico, como por ejemplo al comparar volcanes de distinta cronología pero similares comportamientos eruptivos, rasgos morfoestructurales y ambientes morfoclimáticos, la importancia relativa de la edad absoluta de los conos como factor que controla el distinto grado de erosión de los volcanes ya no es tan decisiva, sino que está mediatizada por otros factores.

AGRADECIMIENTOS

Al personal de las oficinas del Parque Nacional en Santa Cruz de Tenerife, al Técnico y al Director Conservador del Parque Nacional de Las Cañadas del Teide por facilitarme los trámites de la autorización administrativa para la realización de los trabajos de investigación científica en el Parque tanto en agosto de 2000 como en marzo de 2005. A Enrique, Cayetano y Judit por acompañarme en las gratas y pedagógicas campañas de campo de marzo de 2005.

BIBLIOGRAFÍA

- BELTRÁN, E. (2000): *El paisaje natural de los volcanes históricos de Tenerife*. Las Palmas de Gran Canaria, Fundación Canaria Mapfre-guanarteme, 39, 274 pp.
- CARRACEDO, J. (1979): *Paleomagnetismo e historia volcánica de Tenerife*. Santa Cruz de Tenerife, ACT, 82 pp.
- CARRACEDO, J., PATERNE, M., GUILLOU, H., PÉREZ TORRADO, F., PARIS, R., BADIOLA, E. y HANSEN, A. (2003): «Dataciones radiométricas (^{14}C y K/Ar) del Teide y el rift noroeste, Tenerife, Islas Canarias». *Estudios Geológicos*, nº 59, págs. 15-29.
- COLLINS, B. y DUNNE, T. (1986): «Erosion of tephra from the 1980 eruption of Mount. St. Helens». *Geol. Soc. Am. Bull.* Nº 97, págs. 896-905.
- DÓNIZ PÁEZ, J., ARMAS AYALA, V. y ROMERO, C. (1999): «Organización espacial de la actividad eruptiva en la dorsal volcánica de Pedro Gil (Tenerife, Islas Canarias)». *Actas del XVI Congreso Nacional de Geografía*. Tomo I, Málaga, págs. 81-89.
- DÓNIZ PÁEZ, J. (2001): «La influencia de la topografía en las características morfológicas y morfométricas de los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife (Islas Canarias)». *Cuaternario y Geomorfología*, nº 15 (3-4), págs. 125-129.
- DÓNIZ PÁEZ, J. (2002): «El volcanismo basáltico de la dorsal de Pedro Gil en la isla de Tenerife». *Papeles de Geografía*, nº 35, págs. 101-114.
- DÓNIZ PÁEZ, J. (2004): *Caracterización geomorfológica del volcanismo basáltico monogénico de la isla de Tenerife*. Tesis Doctoral. Departamento de Geografía. Universidad de La Laguna. 396 pp.

- HÖLLERMAN (1980): «Microenvironmental studies in various ecosystems of the Canary Islands». *24 Intern. Geographical Congres*, págs. 28-31.
- HOOPER, D. y SHERIDAN, M. (1998): «Computer-simulation models of scoria cone degradation». *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, n° 83, págs. 241-267.
- INBAR, M., LUGO-HUBT, J. y VILLERS, L. (1994): «The geomorphological evolution of the Paricutin cone and lava flows, México, 1943-1990». *Geomorphology*, n° 9, págs. 57-76.
- KIEFFER, G., ROMERO, C., CAMUS, G., GOURGAUD, A., GILLOT, P., MARTÍNEZ DE PISÓN, E. y QUIRANTES, F. (1994): *Morphological and morphostructural study of the Teide volcano*. en Progress report: European laboratory volcanoes: Teide definition of the fine structure and plumbing system aimed of eruption prediction, hazard assessment and eruptive mechanisms understanding. Teide European Laboratory Volcano. 137-141.
- MARZOL, V. (1988): *La lluvia: un recurso natural para Canarias*. Santa Cruz de Tenerife, Servicio de publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias n° 30, 220 pp.
- MORALES GIL, A., MARTÍN GALÁN, F. y QUIRANTES, F. (1977): *Formas periglaciares en las Cañadas del Teide (Tenerife)*. Santa Cruz de Tenerife, Aula de Cultura del Cabildo Insular de Tenerife, 81 pp.
- QUIRANTES, F. y MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1994): «El modelado periglaciario de Canarias». En Ortiz, A., Simón, F. y Salvador, F (ed). *Periglaciario en la Península Ibérica, Canarias y Baleares*. Monografías de la S.E.G, págs. 203-216.
- ROMERO, C. (1991): *Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario*. Santa Cruz de Tenerife, Consejería de Política Territorial, Gobierno Autónomo de Canarias, 2 tomos, 1463 pp.
- ROMERO, C. y BELTRÁN, E. (1999): «Volcanes de El Chinyero y Garachico: caracteres geomorfológicos y biogeográficos». En Dorta, P., Beltrán, E. y Yanes, A. (ed): *XIV Jornadas de campo de geografía física*. Santa Cruz de Tenerife, Departamento de Geografía, ULL, págs. 57-64.
- STRAHLER, A. (1988): *Geografía Física*. Barcelona, Ediciones Omega S.A., 767 pp.
- SWANSON, F., COLLINS, B., DUNNE, T. y WICHERKI, B. (1983): Erosion of tephra from hillslope near Mount. St. Helens and other volcanoes. En: *Symp. On Erosion Controls in Volcanic Areas*, Seattle July 1982. Ibaraki. Japan. Public Works Research Institute. Págs. 183-221.
- TRICART, J. (1977): *Précis de Géomorphologie II. Géomorphologie dynamique generale*. Sedes. Paris.

