

II JORNADAS de HISTORIA de DAIMIEL

125 ANIVERSARIO CIUDAD DE DAIMIEL



II JORNADAS
de **HISTORIA**
de DAIMIEL

125 ANIVERSARIO CIUDAD DE DAIMIEL

EDITA

Ayuntamiento de Daimiel

COORDINACIÓN

Museo Comarcal de Daimiel

IMPRESIÓN

Lince Artes Gráficas

Fotografía de portada:
Postales de Daimiel, J.F. Banco de imágenes del Centro de
Documentación del Agua.

I.S.B.N.: 978-84-936471-7-9
Depósito Legal: CR.191-2013

Reservados todos los derechos de esta edición.
Prohibida la reproducción total o parcial sin la debida autorización

© 2013 · Ayuntamiento de Daimiel
© de los textos: los autores
© de las fotografías: los autores

II JORNADAS de HISTORIA de DAIMIEL



125 ANIVERSARIO CIUDAD DE DAIMIEL



MUSEO COMARCAL
DE DAIMIEL



ÍNDICE

Presentación. Leopoldo Sierra Gallardo.....	9
Prólogo. Jesualdo Sánchez Bustos.....	11
Interpretación geomorfológica e historia eruptiva de los volcanes de Daimiel (Ciudad Real): Las Tiñosas y la laguna de La Nava.....	13
Rafael Ubaldo Gosálvez Rey, Rafael Becerra-Ramírez, Estela Escobar Lahoz y Elena González Cárdenas.	
Las motillas en el entorno de Daimiel. Investigación histórica y gestión del Patrimonio Cultural.....	29
Luis Benítez de Lugo Enrich.	
La romanización en Daimiel. Estudio de los primeros grupos históricos de la comarca a través de su cultura material.....	43
Miguel Torres Mas y Luis Benítez de Lugo Enrich.	
Un trayecto de doble sentido: Relaciones entre Daimiel y Moratalaz a finales de la Edad Media.....	59
Clara Almagro Vidal y Luis Rafael Villegas Díaz.	
Venta de Borondo: origen y evolución hasta nuestros días.....	71
David Cejudo Loro.	
Aproximación al origen de los apellidos compuestos daimieleños.....	85
Juan José Fernández-Espartero y García-Consuegra.	
La primera desamortización del siglo XIX en Daimiel.....	101
Juan Vidal Gago.	
Guerra de la Independencia. Opresión francesa sobre la población civil de la villa de Daimiel.....	115
Jesualdo Sánchez Bustos.	
Análisis histórico de la cofradía Cristo de la Expiración: 176 años de sentimiento religioso en Daimiel.....	129
Miguel Torres Mas.	
El sindicato de conservación del río Azuer.....	145
Juan José Fernández-Espartero y García-Consuegra.	
La obra apologética de un teólogo daimieleño, Manuel Muñoz de Morales y Sánchez Valdepeñas (1846 - 1937).....	153
Juan Gregorio Álvarez Calderón.	

La pandemia de gripe española y otras crisis demográficas en Daimiel. Estudio cronológico y estadístico.....	167
Mariano José García-Consuegra García-Consuegra.	
Daimiel en los albores de la II República.....	181
Ismael Terriza Reguillos.	
Un caso de violencia política en Daimiel: contexto y suceso del asesinato de José Ruiz de la Hermosa.....	197
Jesús Gutiérrez Torres.	
2 de noviembre de 1933 en el Teatro Ayala: un borrón imborrable.....	215
Ivan Fernández-Bermejo Gómez.	
Los Grecos perdidos de Daimiel.....	231
Jesús Sánchez-Mantero Gómez-Limón.	
Daimiel y su patrimonio Histórico-Artístico durante la Guerra Civil.....	247
Juan Francisco Prado Sánchez-Cambronero.	
El Instituto Laboral de Daimiel. Un edificio para la historia de la Arquitectura..	263
Ramón Vicente Díaz del Campo Martín Mantero.	
Las Tablas de Daimiel entre 1751 y 1887. Las raíces históricas de su desecación.....	277
Alberto Celis Pozuelo.	
Noticias de viajeros en Las Tablas.....	293
Alejandro del Moral Fernández del Rincón.	
La declaración de Las Tablas de Daimiel como Parque Nacional: contexto histórico y características.....	303
David Sánchez Ramos y Gema Sánchez Emeterio.	
Recuperación y conservación de las caleras tradicionales de Daimiel.....	317
Manuel Fernández-Infantes Sánchez-Bermejo.	
Intervención de urgencia en las pinturas murales (ss. XVIII-XIX) ubicadas en la casa C/ Méndez Núñez 11 de Daimiel. Tratamientos a varios de los materiales hallados en el mismo.....	331
Miguel Carmona Astillero.	
La obra de Miguel Fisac en Galicia: influencia y comparativa de la arquitectura popular realizada en Daimiel durante los años 50.....	343
Silvia García de la Camacha Martín-Pozuelo.	

INTERPRETACIÓN GEOMORFOLÓGICA E HISTORIA ERUPTIVA DE LOS VOLCANES DE DAIMIEL (CIUDAD REAL): LAS TIÑOSAS Y LA LAGUNA DE LA NAVA.

Rafael Ubaldo Gosálvez Rey, Rafael Becerra-Ramírez, Estela Escobar
Lahoz y Elena González Cárdenas
Grupo de Investigación GEOVOL. Departamento de Geografía y
Ordenación del Territorio (UCLM).
Avda. Camilo José Cela s/n, CP 13071, Ciudad Real (Spain).

1. Introducción.

Debido a la fuerte atracción que ha ejercido y ejerce el Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel en el ámbito del medio natural, la población de Daimiel no ha sido consciente de la presencia en su término municipal de los dos volcanes más nororientales del Campo de Calatrava, Las Tiñosas y la laguna de La Nava. Ni siquiera por el hecho de que en ambos espacios volcánicos aparezcan yacimientos arqueológicos (¿Bronce? y/o mundo ibérico).

El objetivo de esta contribución es caracterizar los volcanes de Daimiel desde el punto de vista de la geomorfología.

La primera referencia al volcán de las Tiñosas la realiza Hernández Pacheco (1932), autor que lo interpreta como un cono volcánico del que se derrama una colada hacia el norte, indicando ya en estas fechas que se explota parte del edificio mediante hormigoneras.

Posteriormente, Ancochea (1983) aporta un análisis geoquímico de las rocas de este volcán definiéndolas como unas rocas primarias, formadas por la fusión parcial del manto superior, sin que haya experimentado procesos de diferenciación importante en su ascenso. Las condiciones de formación serían a 27 kb de presión y a 1150-1200 °C, con unas elevadas relaciones H₂O/CO₂ en el manto.

En 1988 Portero *et al.* señalan que se trata de dos cerros de dirección NNE-SSO, estando el más septentrional constituido por depósitos fragmentarios que forman acumulaciones poco estratificadas. En la zona SO de este cerro los materiales se apoyan sobre al menos 2 m de tobas cineríticas y de *lapilli*, integradas por fragmentos muy vesiculados con palagonita, que pueden corresponderse a depósitos previos caídos en un medio acuoso. En el cerro meridional, de aspecto similar, se observan depósitos que interpretan como facies proximales de un edificio estromboliano. Estos autores relacionan los materiales volcánicos de Las Tiñosas con la superficie de erosión neógena, considerando a partir de esta información que la edad de este volcán estaría entre el Plioceno superior y el Pleistoceno inferior.

Para González Cárdenas (2012), el volcán de Las Tiñosas se construye en una única erupción generada a lo largo de una fisura eruptiva, de dirección NE/SO, sobre la que se levantan dos conos formados por piroclastos de caída y de los que parten coladas de lava fluidas que se orientan hacia el S y SE. Para esta autora la base de los edificios volcánicos está enterrada en los sedimentos de la cuenca e identifica por primera vez depósitos de oleadas piroclásticas en este volcán, lo que demuestra la existencia de fases freatomagmáticas en la erupción estromboliana. Por último, esta autora indica por primera vez que la laguna de La Nava se aloja en una depresión explosiva desarrollada en una erupción hidromagmática.

2. Métodos.

El estudio de los volcanes de Daimiel se ha abordado desde la geomorfología, cuyo objetivo es reconocer e interpretar las formas y los depósitos que se observan en el paisaje, en este caso los procedentes de la actividad volcánica. Para ello se han aplicado todo un conjunto de técnicas de trabajo, desde la revisión de la documentación bibliográfica hasta el análisis en laboratorio, siendo muy importante la toma de datos en campo. En un primer momento se procedió a revisar la bibliografía publicada sobre los volcanes de Daimiel que fue complementada con la consulta de fotografías aéreas (PNOA), de ortoimágenes espaciales (SPOT), de la cartografía topográfica (IGN) y geológica (IGME) y del Modelo Digital de Elevaciones (PNOA), lo que ha permitido evaluar el conocimiento inicial sobre estos edificios volcánicos. Paralelamente, se han llevado a cabo una serie de trabajos de campo que ha permitido la delimitación, la contextualización geológica y el reconocimiento de los depósitos y de las formas relacionadas con la actividad volcánica. En el laboratorio se han calculado con la ayuda de un GIS una serie de parámetros morfométricos siguiendo las propuestas de Wood (1980), Dóniz (2009), Becerra-Ramírez (2007) y Gosálvez (2012). Este procedimiento metodológico nos ha permitido caracterizar el tipo de erupción y adscribir las morfologías y depósitos reconocidos a un tipo genético atendiendo a la clasificación de volcanes propuesta por Pike y Clow (1981).

3. Resultados y discusión.

3.1. Contexto geológico.

Los volcanes de Daimiel se localizan en el área más occidental de la Llanura Manchega, en un espacio de transición con el Campo de Calatrava. Desde el punto de vista morfológico se trata de una extensa planicie, de dirección E-O, situada a una altitud de entre 600 y 640 msnm, y rellena por materiales sedimentarios continentales datados en el Mioceno-Plioceno (Portero y Ramírez, 1988; López *et al.*, 1993; Pérez González, 1996). La topografía plana ha facilitado el desbordamiento de los ríos, mientras que el predominio de materiales carbonatados ha favorecido el desarrollo de un exokarst (Sánchez Carrillo, 1998).

En el entorno más inmediato al complejo volcánico daimieleño se han cartografiado en superficie cuatro tipos de litologías principales (Portero *et al.*, 1988), todas ellas de edad cenozoica: calizas y margas, costras calcáreas, depósitos de fondos endorreicos y depósitos de fondos de dolinas. La litología dominante son las calizas y margas del Plioceno, dispuestas subhorizontalmente y con potencia de hasta un centenar de metros. En el entorno del complejo volcánico estos materiales aparecen atravesados por arroyos con cauces poco encajados y pendientes inferiores al 0.3‰ (arroyo de Morillas). También hay que reseñar el karts autóctono que ha afectado a las calizas y que ha dado lugar a dolinas en artesa y uvalas, con límites con frecuencia discontinuos y profundidades inferiores a los 5 m en el caso de las dolinas y a los 15 m en el de las uvalas (Sánchez Carrillo, 1998).

El Modelo Digital de Elevaciones (MDE) permite observar una densa paleored fluvial con numerosos cauces abandonados (vaguadas o cañadas) que se interpreta como la huella morfológica de una red fluvial que comenzó a instalarse en el tránsito entre el Plioceno y el Pleistoceno (Muñoz Jiménez y Pa-

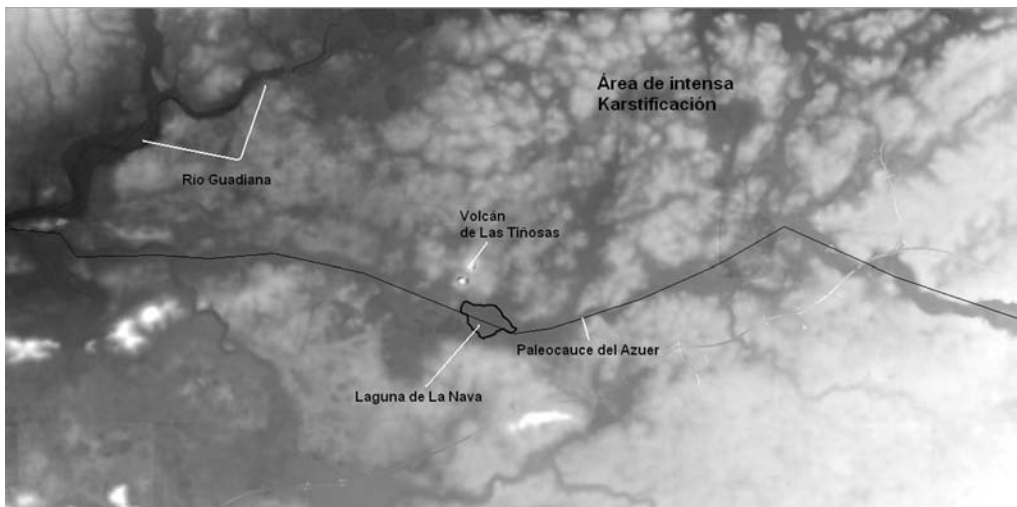


Figura 1. Modelo Digital de Elevaciones de la hoja nº 760-Daimiel del mapa topográfico nacional. Fuente: IGN-CNIG. *Elaboración propia.*

Leyenda: *tonos claros*-mayor elevación del terreno; *tonos oscuros*-menor elevación del terreno.

lacios Estremera, 1990). El abandono de esta red fluvial se atribuye a una degradación del clima (etapa árida) en el Pleistoceno superior y a la intensa karsificación del espacio situado entre Daimiel y el río Guadiana (figura 1). La planicie extrema y el karst han favorecido también el desarrollo de fenómenos de endorreísmo, destacando las lagunas de la Albuera, Navaseca, Escoplillo y las propias Tablas de Daimiel.

Por debajo del relleno sedimentario aparece el zócalo varisco, compartimentado según fracturas de direcciones ENE-OSO, NNO-SSE y E-O, fracturas que controlan la disposición de los valles fluviales, de las formas exokársticas e incluso la salida del magma en superficie (Torres *et al.*, 1987; Portero y Ramírez, 1988; Rodríguez García y Pérez González, 2002).

3.2. *El volcán de las Tiñosas: Análisis de las formas y de los depósitos asociados.*

Volcán formado por dos conos de piroclastos (Las Tiñosas I y Las Tiñosas II, TI y TII en adelante) alineados en dirección NNE-SSO, siguiendo los patrones estructurales de la fracturación regional y construido a partir de rocas basálticas.

Los dos conos presentan una morfología tipo montañas de piroclastos, acumulaciones de material lávico sin cráter definido por la intensidad de los procesos erosivos que lo han desdibujado, según la tipología de Dóniz-Páez (2009) aplicada en Campo Calatrava por Becerra-Ramírez (2007). También presentan una topografía poco destacada de la llanura como consecuencia de dos hechos: a la elevada edad de este volcán, lo que ha favorecido los procesos de erosión, modificando notablemente la morfología original del edificio, y a los procesos de hundimiento tectónico y recubrimiento por materiales calcáreos que rellenan la cuenca manchega en la zona de Daimiel (Torres *et al.*, 1987; Portero *et al.*, 1988).

El cono más pequeño, Las Tiñosas I (TI), se encuentra en la parte NE de la alineación volcánica, situándose su base a 625 msnm, presentando un diámetro basal de 563 m, una altura de 15 m y 10° de pendiente máxima. Se gesta a partir de una erupción estromboliana, que acumuló piroclastos (lapilli, escorias y bombas) en torno a la boca de emisión, pero también se destaca la evolución de la erupción hacia pulsos efusivos (pérdida de energía y de explosividad) en los que se emitieron flujos lávicos y depósitos de escorias soldadas (*spatter*).

Las coladas de lava se dirigieron hacia el O y el S, en contacto con el segundo cono, pero en la actualidad no afloran en superficie por las acumulaciones de materiales calcáreos que recubren la base del volcán. En la actualidad, el cráter está totalmente desmantelado por los procesos erosivos que lo colmataron y desdibujaron.

Este cono ha sido objeto de explotación minera para extracción de puzolanas. Aunque este hecho ha destruido gran parte del edificio volcánico, la apertura de la misma permite reconstruir la secuencia eruptiva del volcán y apreciar varios elementos:

- Presencia de charcas o lagos de lava en el cráter.
- Fracturas y diques de ascenso de magma que alimentaron al volcán.
- Presencia de fracturas en todo el cono, debido al enfriamiento de los materiales volcánicos y a procesos de asentamiento posteruptivos.
- Procesos de precipitación de carbonatos en las fracturas y en los depósitos piroclásticos por infiltración de las aguas de escorrentía.
- Procesos de palagonitización en la parte S del cono, que es la alteración de los depósitos volcánicos en ambientes acuosos, bien en el momento de la deposición de los mismos o posteriormente como consecuencia de actividad hidrotermal.

El cono del SO (figura 2), Las Tiñosas II (TII), representa el edificio de mayores dimensiones, situándose su base a 620 msnm, presentando una altura de 30 m, un diámetro basal de 740 m y 15° de pendiente máxima. Se trata de un cono de mayor envergadura y tamaño, relacionado con la mayor tasa de emisión de materiales volcánicos en su génesis.

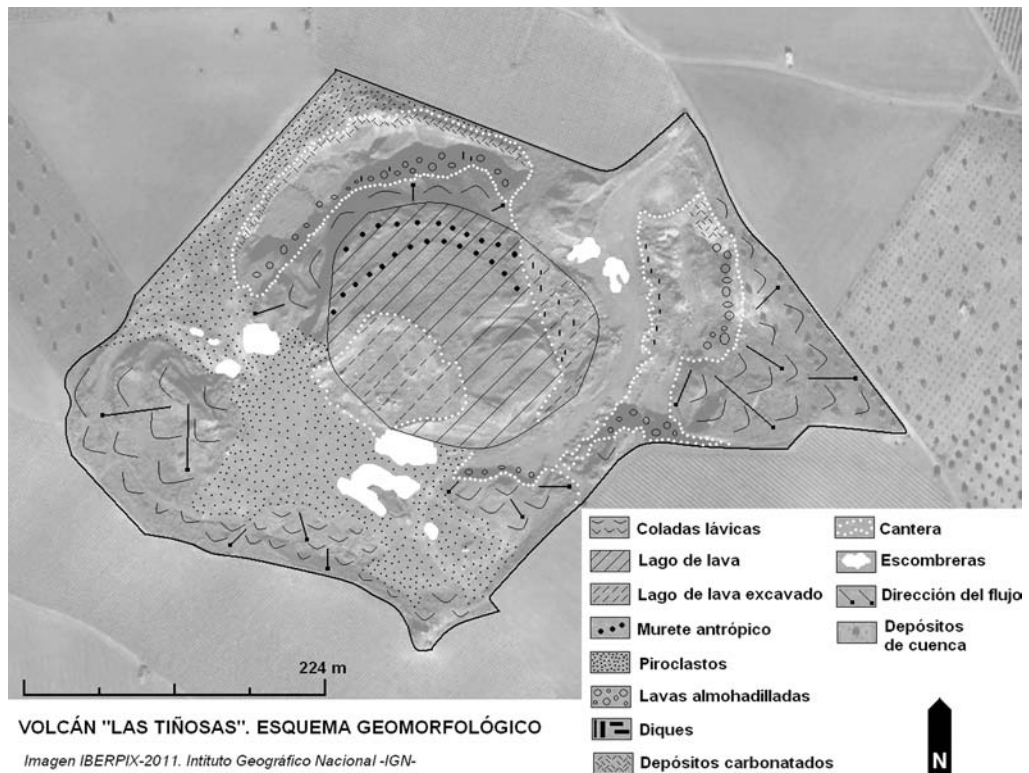


Figura 2. Esquema geomorfológico del edificio volcánico Las Tiñosas II.

Si la secuencia eruptiva del cono T1 es sencilla y relativamente simple, en este edificio (TII) se identifican procesos eruptivos más complejos. En los pri-

meros pulsos se identifican lavas tipo “almohadilladas” y rocas palagonitizadas. Las lavas almohadilladas son fruto de erupciones efusivas en ambientes acuáticos estables -¿laguna? ¿zona pantanosa?- en los que la relación agua/magma es > 1.0 (Wholetz, 1993:113). Estas lavas se encuentran por debajo de la superficie topográfica actual, en la base original del edificio volcánico que, probablemente, estaría sumergida en el momento de comenzar la erupción.

La secuencia eruptiva continúa con pulsos más explosivos de tipo estromboliano, con la emisión de abundantes piroclastos, sobre todo escorias y bombas que se acumularon principalmente en la zona N, NO y O, construyendo buena parte del edificio volcánico.

La parte meridional del cono se construyó a partir de la acumulación de coladas superpuestas, de poca potencia y corto recorrido, emitidas en una fase efusiva con presencia de fuentes y lagos de lava en el interior del cráter que se desbordaron dando lugar a los flujos lávicos del flanco S. La base de estas coladas tiene un aspecto y textura similar al de las lavas almohadilladas descritas anteriormente, situación que puede explicar que éstas desembocasen en una zona acuosa próxima al edificio volcánico, o que toda la base del edificio volcánico estuviese sumergida.

Al igual que en el cono TI, la apertura de una cantera para la extracción de puzolanas nos permite reconstruir la historia eruptiva del volcán y observar algunos detalles que muestran la complejidad del mismo:

- En el flanco SE se observan restos de bocas de emisión secundarias que construyeron un pequeño conelete de escorias en los flancos del cono pero que quedó enterrado por los derrames lávicos del cráter principal.

- Se reconocen varios diques de ascenso de magma hacia el cráter.

- Procesos de enfriamiento y retracción de las rocas volcánicas que generan fracturas en todo el edificio eruptivo.

- Presencia de rocas volcánicas con precipitación de carbonatos, fruto de la infiltración de aguas de escorrentía o periodos de inundación de la cuenca en la que se emplaza el volcán.

- Procesos de alteración hidrotermal, con la presencia de depósitos y rocas palagonitizadas.

- Rocas volcánicas interestratificadas con el sustrato calcáreo, hecho que demuestra que la génesis de este volcán es contemporánea o anterior a la deposición de estos depósitos.

Un elemento cultural observado en las fotografías aéreas antiguas (1956), destruido en gran parte por la cantera y que se ha cartografiado en este trabajo (figura 2) es un murete de un metro de altura constituido por clastos y bloques de roca volcánica, hoy derruido, que encierra una extensión de 1.34 ha. En el interior del mismo se observan restos de cerámica sin adscripción temporal en este trabajo, pudiendo interpretarse o bien como los restos de un poblamiento del Bronce de La Mancha o bien de un gran cercado para ganado. Nótese también que una vía pecuaria, la “vereda de los ganados”, discurre entre los edificios TI y TII.

En la génesis de T1 tuvieron lugar pulsos más violentos que TII. Este comportamiento más explosivo de T1, puede deberse a que su base estuviera algo más elevada que la del cono TII, por lo que se produjo una especialización de bocas eruptivas. En volcanes que siguen la misma línea de fracturación, las bocas situadas a una cota más elevada se especializan en una mayor emisión de gases, por tanto la explosividad y fragmentación aumenta; mientras que las bocas que se sitúan a menor altitud desarrollan emisiones lávicas (Becerra-Ramírez *et al.*, 2010).

La existencia de rocas y depósitos palagonitizados y de lavas almohadilladas en la base del cono TII nos informa de la existencia de un ambiente acuoso en el lugar donde se emplazó este volcán. Muy probablemente, la aparición de Las Tiñosas fue contemporánea a la sedimentación de la cuenca durante el Plioceno Superior y Pleistoceno Inferior ya que los depósitos volcanoclásticos están interstratificados con esta formación sedimentaria. Los materiales sedimentados durante estos períodos corresponden a la llamada "Unidad carbonatada superior" que describe Torres *et al.* (1987:446). Por tanto, estamos hablando de una cronología relativa de entre 3.5 y 2 millones de años para este volcán.

El análisis morfométrico permite ponderar el grado de erosión y establecer la edad relativa de los conos (Wood, 1980; Martín del Pozzo, 1982; Hooper y Sheridan, 1998; Dóniz, 2009) mediante la relación que se establece entre la altura del cono (Aco) y el diámetro mayor de su base (Dco). Para conos recién construidos esta relación sería $Aco = 0.18 * Dco$, mientras que valores próximos a 0 indican una mayor edad del volcán y, por lo tanto, mayor grado de erosión (Wood, 1980).

Si aplicamos este análisis los índices obtenidos serían de 0.03 para Las Tiñosas I y de 0.04 para Las Tiñosas II. Pero estos valores hay que tomarlos con precaución por el hecho de que los conos se encuentran semienterrados por los depósitos plio-pleistocenos, por tanto, faltaría parte del cono y

Campo volcánico	Período	Edad (mill.)	Aco/Dco	Pte°
Las Tiñosas I (Daimiel, España)	Plioceno Sup. - Pleistoceno Inf.	3.5 – 2	0,030	10
Las Tiñosas II (Daimiel, España)	Plioceno Sup. - Pleistoceno Inf.		0,040	15
Sierra Chichinautzin (México)	Pleistoceno Superior	30 – 40	0,110	-
San Francisco Volcanic Field (USA)	Pleistoceno Inferior	0.73 – 2	0,113	13,4
	Plioceno Sup. - Pleistoceno Inf.	2 – 2.48	0,091	10.6
	Plioceno	2.48 – 5	0,077	8.7
Bakony-Balaton Highland Volcanic Field (Hungary)	Plioceno Sup. – Pleistoceno Inf.	2.3-3.8	0,045	10*

Cuadro 1. Cronología relativa para conos en campos volcánicos recientes según análisis morfométricos. Aco= Altura del cono, Dco= Diámetro mayor del cono, Pte°= Pendiente mayor del cono en grados (*pendiente media). *Elaboración propia.*

del diámetro basal. Si estos datos los comparamos con otros campos volcánicos (cuadro 1) como el de Sierra Chichinautzin en México (Martín del Pozzo, 1982), Campo Volcánico de San Francisco en EE.UU. (Hooper y Sheridan, 1998) o el Campo Volcánico de la Sierra Bakony-Balaton en Hungría (Kereszturi y Németh, 2012), los resultados son muy similares para volcanes con edades entre 5 y 2 millones de años (Plioceno Superior y Pleistoceno Inferior).

3.3. El maar de la laguna de La Nava: Análisis de las formas y de los depósitos asociados.

Inmediatamente localizada al sur del volcán de Las Tiñosas aparece la laguna de La Nava o Chacón o Charco de los Ardales, hoy completamente desaparecida e irreconocible. Gracias a la existencia de fotografías aéreas (vuelo americano de 1956) podemos hoy analizar sus formas y medir sus parámetros morfométricos básicos. Se trataba de una laguna de morfología romboidal, de dirección ONO-ESE, perpendicular a la disposición del volcán de Las Tiñosas. Esta laguna contaba con una extensión superficial de 89.2 ha (0.89 km²), con un perímetro de 4341.2 m, longitud máxima de 1662 m y anchura máxima de 936 m, situándose el fondo de la cubeta lagunar a 610 msnm.

Es interesante señalar que la representación cartográfica que el IGN ha realizado de esta laguna siempre ha sido circular, contrastando con las formas irregulares con las que se representaba a las lagunas próximas de la Albuera y del Escoplillo. Pero es que incluso en descripciones históricas anteriores, como por ejemplo las Relaciones Topográficas de Felipe II realizadas en Daimiel el 13 de diciembre de 1575 (Viñas y Paz, 1971), se indica que esta laguna es redonda y con un perímetro de media legua pequeña (unos 3000 m).

Esto nos lleva a pensar si es posible representar la morfología de la laguna a partir de la forma básica del círculo. Un análisis de detalle permite descomponer esta morfología romboidal en tres círculos yuxtapuestos, uno de gran tamaño, el que tradicionalmente se ha representado en la cartografía del IGN, y dos más pequeños de dimensiones similares entre sí y adosados al de mayor tamaño, alineados en dirección ONO-ESE (figura 3). Las características morfométricas básicas de estas tres formas circulares se muestran en el cuadro 2. Es reseñable que el diámetro del círculo mayor es de algo más del doble que el diámetro de los dos círculos menores. Estas tres formas básicas circulares reconocidas podrían interpretarse como tres eventos eruptivos hidromagmáticos a favor de una fractura local, aunque los dos círculos menores pueden interpretarse también como un proceso erosivo vinculado a hundimiento tectónico en esa alineación estructural.

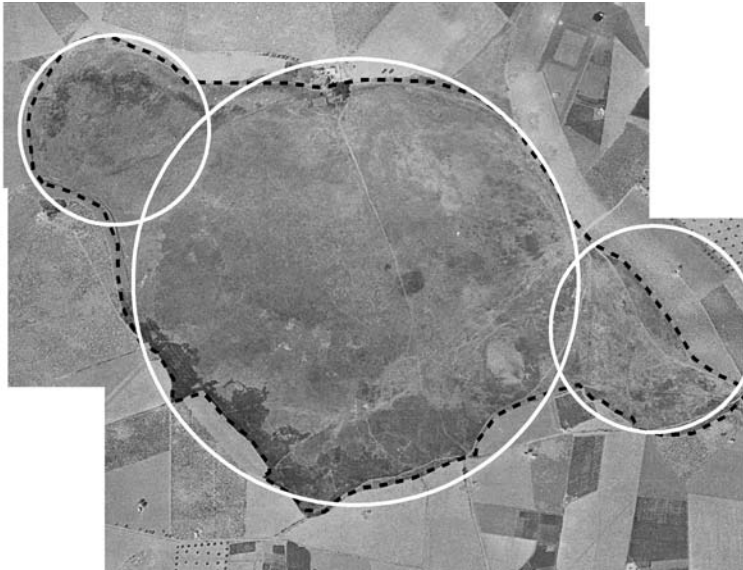


Figura 3. Ortofotografía aérea de la laguna de La Nava en la que se muestra el límite de la cubeta lagunar (línea negra discontinua) y la interpretación genética de un gran evento explosivo hidromagmático y dos menores (círculos blancos). Fuente: USAF, 1956. *Elaboración propia*.

Un hecho relevante desde el punto de vista geomorfológico es que la laguna de La Nava se localiza en el interior de una cañada (Muñoz Jiménez y Palacios Estremera, 1990), concretamente en una zona en la que la cañada pasa de ser no funcional a funcional efímera mediante el arroyo de Morillas, un paleocauce del Azuer. Otro dato de interés es que el espacio ocupado por la laguna es ligeramente más profundo que la cañada que lo contiene, lo que puede deberse a un proceso distinto al que generó la misma.

La interpretación genética de la laguna a partir del análisis morfológico y de los datos morfométricos es compatible tanto con una génesis kárstica como volcánica. En este sentido, Rodríguez García y Pérez González (1999) señalaron que los datos morfométricos por si mismos muestran escasas diferencias a la hora de diferenciar genéticamente los humedales y fondos endorreicos de la Meseta Sur, siendo un factor más discriminante el sector geográfico en donde aparecen que la propia morfometría. Estos mismos autores indicaron que la orientación preferente de los fondos endorreicos permiten diferenciar globalmente entre lagunas de génesis volcánica y kársticas, pues en el primer caso la orientación de los ejes mayores muestra una dirección dominante NO-SE (es el caso de la laguna de La Nava) y N-S, frente a las lagunas de génesis kársticas en las que dominan la dirección ENE-OSO.

Entidad	Área (ha/km ²)	Perímetro (m)	Diámetro (m)	Altitud fondo cubeta (msnm)	Profundidad (m)
Círculo NO	13.43/0.13	1299.5	410	609	16
Círculo principal	74.21/0.74	3054.1	974	610	13
Círculo SE	15.82/0.15	1410.5	448	609	16
Laguna	89.2/0.89	4341.2	1662 * 936	610	2

Cuadro 2. Parámetros morfométricos básicos de las formas circulares identificadas en la laguna de La Nava. *Elaboración propia.*

Por todo lo anterior, para poder determinar si se trata de un origen u otro hay que abordar el estudio de los depósitos asociados a la cubeta lagunar y su entorno inmediato. La datación atribuida al volcán de Las Tiñosas y la inexistencia de depósitos hidromagmáticos interestratificados o por encima del cono observables en los cortes de las canteras indican que la laguna sería anterior a la construcción de Las Tiñosas, con lo cual este tipo de depósitos se encontrarían hoy prácticamente desaparecidos debido al tiempo transcurrido. De hecho, cuando los procesos hidrovulcánicos ocurren en las cuencas sedimentarias los mares son difíciles de identificar debido a que el encajante son los materiales del Plioceno-Pleistoceno y, por lo tanto, son muy susceptibles a la degradación erosiva, siendo solo posible reconocerlos por el relleno sedimentario preservado en las cuencas lacustres (Martín-Serrano *et al.*, 2009).

En visitas realizadas a parcelas de cultivos situadas en los bordes de la laguna se han reconocido superficialmente fragmentos angulosos y heterométricos de rocas paleozoicas (figura 4a), mayoritariamente cuarcitas ordovícicas, pero también de esquistos precámbricos y calizas neógenas, envueltas en una matriz terrígena arcillo-arenosa. Estos depósitos se interpretan como brechas de explosión hidrovulcánicas, aunque no hay afloramientos que permitan observar la estructuración de los mismos. La afectación a materiales paleozoicos indica que la explosión hidrovulcánica debió tener lugar a gran profundidad.

En la cantera de Tiñosas II aparecen restos de depósitos hidromagmáticos palagonitizados e interestratificados entre escorias y *lapilli* soldados, pero al tratarse de restos materiales sobrantes de las canteras, se desconoce su posición y estratigrafía original. En cualquier caso, estos depósitos evidencian la existencia de actividad hidromagmática, caracterizándose los mismos por su aspecto masivo, con clastos heterométricos en general de pequeño diámetro, en los que dominan líticos volcánicos envueltos en una matriz muy endurecida (figura 4b).

La actividad hidrovulcánica tiene lugar cuando el magma interacciona con agua ajena al propio sistema volcánico (Wohletz, 1993), dando lugar a explosiones que liberan una energía equivalente a 6.5 kt por la vaporización brusca del agua a expensas de la energía térmica del magma (Büttner *et al.*, 2002). El

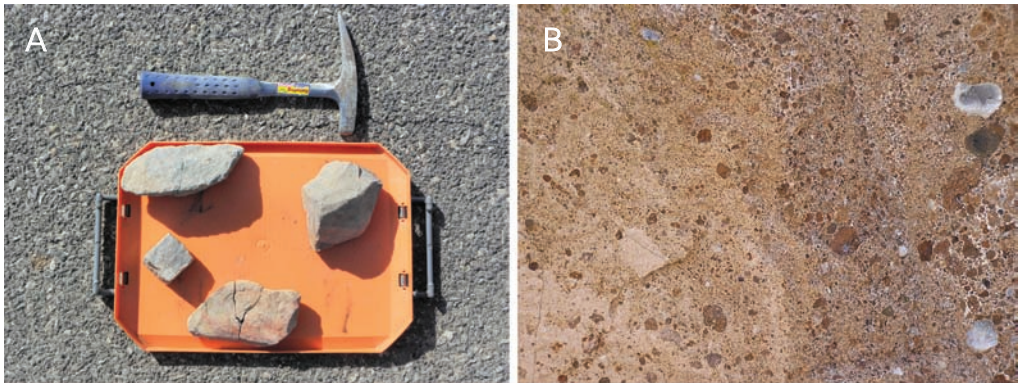


Figura 4. a) Bloques angulosos de rocas paleozoicas encontrados en el entorno de la laguna de La Nava. b) Detalle de los depósitos hidromagmáticos encontrados como materiales desechados de la cantera del edificio TII.

resultado morfológico es una depresión topográfica rodeada total o parcialmente de materiales pulverizados de esa explosión (anillo de toba, *tuff ring*) y que puede alojar agua en su interior, conociéndose a este tipo de edificios hidrovulcánicos como *maares* (Wohletz, 1993).

El estudio de las formas y de los depósitos asociados permite establecer una génesis volcánica para la laguna de la Nava, tratándose de un *maar* sin anillo de tobas conservado debido a la edad en la que se tuvo que producir la erupción, en la transición Plioceno superior-Pleistoceno inferior, lo que ha favorecido el desmantelamiento del mismo.

Un elemento de gran interés histórico es la presencia en la zona SSE de la laguna de un poblamiento íbero que podría ser continuación del hallado en la parte culminante del edificio TII. Siguiendo a Morales Hervás (2010), se trata de un yacimiento de 1.2 ha, que clasifica como un “gran poblado” que ayudaría en las tareas de organización y control del territorio que ejercía el *oppida* de Los Toriles (Villarrubia de los Ojos). En La Nava se han documentado materiales cerámicos a mano preibéricos junto a cerámicas ibéricas (Morales Hervás, 2010:265). La inexistencia de materiales romanos hace pensar a Morales Hervás (2010) que el poblamiento de La Nava no tuvo continuidad tras la romanización del territorio.

3.4. Usos ¿y abusos? del complejo volcánico daimieleño.

El estado de conservación del complejo volcánico Las Tiñosas-La Nava es lamentable y evidencia la poca preocupación que las autoridades y la población local han mostrado no solo de su patrimonio geológico y geomorfológico volcánico sino también del patrimonio arqueológico (yacimientos del Cerro de Las Tiñosas y La Nava). Y de ello no se han librado ni los dos conos de piroclastos de Las Tiñosas ni la laguna de La Nava.

En el primer caso, el carácter escoriáceo y vacuolar de los depósitos del volcán de Las Tiñosas ha permitido su explotación como puzolanas para la fa-

bricación de hormigones (Portero *et al.*, 1988) desde principios del siglo XX, aunque en la actualidad la cantera se encuentra abandonada y convertida en vertedero de residuos de construcción y demolición. Hay que señalar que esta cantera ha destruido gran parte de un elemento cultural sin adscripción temporal existente en la parte culminante del edificio TII y que hoy se nos presenta como un murete derruido y realizado en clastos y bloques de roca volcánica.

En el caso de la laguna de La Nava, la intensificación agraria a partir de la década de 1970, con la extracción masiva de agua para regadío produjo un fuerte descenso de los niveles freáticos de los acuíferos que ha afectado a todas las lagunas del entorno de Daimiel. Ya en las Relaciones Topográficas de Felipe II, realizadas para Daimiel en 1575, la población era consciente de las interrelaciones de las aguas en esta zona, de tal manera que en la respuesta 23 se señalaba que *“Estas lagunas estan estantizas, que no corren a ninguna parte, y tienese por cierto que son aguas que se rezuman de Guadiana porque cuando el rio Guadiana crece, crecen y cuando desmengua, menguan ellas”* (Viñas y Paz, 1971).

Al proceso de pérdida progresiva de la lámina agua no ha permanecido ajena la laguna de La Nava, cuya morfología original se encuentra desaparecida en la actualidad debido a la puesta en regadío de su cubeta, instalándose incluso dos pivots. Queda con ello lejos la descripción, de nuevo, que las Relaciones Topográficas hacen de este enclave húmedo, en cuya respuesta 23 se indicaba que en la laguna de la Nava *“es en la única en la que se pescan lampreas pequeñas, mayores y menores que las del Guadiana y en las otras lagunas dichas (Albuera, Navaseca y Escoplillo) no se pesca cosa ninguna de pescado”* (Viñas y Paz, 1971).

Más recientemente, Luis Pardo (1948) la denominaba Chacón o Charcón de los Ardales, caracterizándola como una laguna esteparia, siendo la de dimensiones más reducidas de entre las lagunas del grupo de Daimiel y definiéndola como un muy buen cazadero acuático.

4. Interpretación geomorfológica y reconstrucción de su historia eruptiva.

Los resultados obtenidos indican la existencia de una primera fase explosiva caracterizada por una importante interacción magma-agua, localizada en el paleocauce del Azuer, al S del emplazamiento de los conos piroclásticos de Las Tiñosas, que daría lugar a la creación del maar de La Nava. En una segunda fase magmática, localizado al N de la laguna, se construye el doble edificio de Las Tiñosas en una erupción de estilo estromboliano. Queda demostrada esta sucesión freatomagmática-magmática debido a que no se encuentran depósitos hidromagmáticos sobre o interestratificados en los conos de piroclastos de Las Tiñosas.

Un hecho no desvelado es el tiempo transcurrido entre la erupción hidromagmática y la magmática. Otros autores han demostrado que los estilos de una erupción basáltica monogénica pueden cambiar de freatomagmática a

magmática a lo largo de su desarrollo (Abrahams y Siebe, 1994; Clarke *et al.*, 2009). Pero también es posible que haya transcurrido un tiempo entre la erupción inicial hidromagmática y la magmática. En este sentido, es muy probable que el complejo volcánico Las Tiñosas-La Nava haya funcionado como un volcán monogénico policíclico (Kereszturi *et al.*, 2011) en el que habría transcurrido un tiempo entre la construcción del *maar* y del doble edificio volcánico de Las Tiñosas.

Este comportamiento policíclico se debería a la migración de los conductos eruptivos de ascenso del magma que desempeñan un papel fundamental desde el punto de vista del estilo eruptivo, ya que los diques magmáticos de alimentación de las erupciones pueden atravesar en momentos puntuales sedimentos no saturados en agua. Pero también se deben tener en cuenta las condiciones ambientales externas, como cambios climáticos o estacionales que reduzcan la presencia de agua en el territorio afectado por las erupciones.

5. Bibliografía.

ABRAHAMS, M.J. y C. SIEBE. "Cerro Xalapaxco: an unusual tuff cone with multiple explosion craters, in central Mexico (Puebla)", en *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63 (1994), págs. 183-199.

ANCOCHEA, E. *Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central*. Tesis doctoral. Madrid: UCM, 1983.

BECERRA-RAMÍREZ, R. *Aproximación al estudio de los volcanes de la Región Volcánica del Campo de Calatrava a través de las técnicas de análisis morfométrico*. Trabajo de Investigación-Doctorado, inédito. Ciudad Real: UCLM, 2007.

BECERRA-RAMÍREZ, R., J. DÓNIZ-PÁEZ y C. GUILLÉN-MARTÍN. "Geomorfología de los volcanes de Orchilla y de la erupción fisural del NE. (El Hierro, Islas Canarias)", en E. González, E. Escobar, R. Becerra-Ramírez, R.U. Gosálvez y J. Dóniz-Páez, *Aportaciones recientes en Volcanología, 2005-2008*. Ciudad Real, Centro de Estudios Calatravos, 2010, pp. 141-150.

BÜTTNER, R., P. DELLINO, L. LA VOLPE, V. LORENZ y B. ZIMANOWSKI. "Thermohydraulic explosions in phreatomagmatic eruptions as evidenced by the comparison between pyroclasts and products from Molten Fuel Colant Interaction experiments", en *Journal of Geophysical Research*, 107 (2002).

CLARKE, H., V.R. TROLL y J.C. CARRACEDO. "Phreatomagmatic to Strombolian eruptive activity of basaltic cinder cones: Montaña Los Erales, Tenerife, Canary Islands", en *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 180 (2009), págs. 225-245.

DÓNIZ-PÁEZ, J. *Volcanes basálticos monogénicas de Tenerife. Los Realejos (Tenerife)*: Concejalía de Medioambiente, 2009.

GALLARDO MILLÁN, J.L. *Evolución geodinámica de las cuencas neógenas del Campo de Calatrava (Ciudad Real) y su relación con el volcanismo reciente*. Tesis Doctoral. Madrid: UCM, 2004.

GONZÁLEZ, E. *Los Volcanes del Campo de Calatrava*.

<www.uclm.es/profesorado/egcardenas> [Consulta: 22 de junio de 2012]

GONZÁLEZ CÁRDENAS, E., R.U. GOSÁLVEZ REY, R. BECERRA RAMÍREZ y E. ESCOBAR LAHOZ. "Actividad eruptiva holocena en el Campo de Calatrava (volcán Columba, Ciudad Real, España)", en J. Lario y P.G. Silva, eds., *Contribuciones al Estudio del Periodo Cuaternario*. Ávila, AEQUA, 2007, pp. 143-144.

GOSÁLVEZ, R.U. *Análisis Biogeográfico de las Lagunas Volcánicas de la Península Ibérica. Bases científicas para su gestión*. Tesis Doctoral. Ciudad Real: UCLM, 2012.

HERNÁNDEZ-PACHECO, F. *Estudio de la Región Volcánica Central de España*. Madrid: Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 1932.

HOOPER, D. y M. SHERIDAN. "Computer-simulation models of scoria cone degradation", en *Journal Volcanology Geothermal Research*, 83 (1998), págs. 241-267.

KERESZTURI, G. y K. NÉMETH. "Structural and morphometric irregularities of eroded Pliocene scoria cones at the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field, Hungary", en *Geomorfology*, 136 (2012), págs. 45-58.

KERESZTURI, G., K. NÉMETH, G. CSILLAG, K. BALOGH y J. KOVÁCS. "The role of external environmental factors in changing eruption styles of monogenetic volcanoes in a Mio/Pleistocene continental volcanic field in western Hungary", en *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201 (2011), págs. 227-240.

LÓPEZ-RUIZ, J., J.M. CEBRIÁ, M. DOBLAS, J. OYARZUN, M. HOYOS, y C. MARTÍN. "Cenozoic intra-plate volcanism related to extensional tectonics at Calatrava, central Iberia", en *Journal of Geological Society of London*, 150 (1993), págs. 915-922.

MARTÍN DEL POZZO, A.L. "Monogenetic Vulcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico", en *Bulletin of Volcanology*, 45-1 (1982), págs. 9-24.

MARTÍN-SERRANO, A. y OTROS. "Morphotectonic setting of maar lake in the Campo de Calatrava Volcanic Field (Central Spain, SW Europe)", en *Sedimentary Geology*, 222 (2009), págs. 52-63.

MORALES HERVÁS, F.J. *El poblamiento de la época ibérica en la provincia de Ciudad Real*. Colección Monografías. Cuenca: Ediciones de la Universidad de Castilla-La Mancha, 2010.

MUÑOZ JIMÉNEZ, J. y D. PALACIOS ESTREMER. "El significado de los meandros encajados sobre calizas en la interpretación del establecimiento y evolución de la red hidrográfica en La Mancha y el Campo de Montiel", en *Reunión Nacional de Geomorfología*, tomo II. Teruel, Instituto de Estudios Terolenses (CSIC)-Excma. Diputación Provincial de Teruel, 1990, pp.469-478.

PARDO, L. *Catálogo de los lagos de España*. Biología de las aguas continentales, VI. Madrid: Instituto Forestal de Investigaciones y Experiencias (Ministerio de Agricultura), 1948.

PÉREZ GONZÁLEZ, A. "Marco geológico y geomorfológico", en M. Álvarez y S. Cirujano, eds., *Las Tablas de Daimiel: ecología acuática y sociedad*. Madrid, Parques Nacionales, 1996, pp. 31-34.

PIKE, R.J. y G.D. GLOW. *Revised classification of terrestrial volcanoes and ca-*

- atalog of topographic dimensions, with new results on edifice volume*. Open file report 81-1038, 39. USGS, 1981.
- PORTERO, J.M. y J.L. RAMÍREZ. *Mapa geológico de España, 1:50.000, Villarta de San Juan (738). Memoria explicativa*. Madrid: IGME, 1988.
- PORTERO, J.M., E. ANCOCHEA y J. GALLARDO. *Mapa geológico de España, 1:50.000, Daimiel (760). Memoria explicativa*. Madrid: IGME, 1988.
- RODRÍGUEZ GARCÍA, J. y J. PÉREZ GONZÁLEZ. "Geomorfología de Las Tablas de Daimiel y su entorno", en A. Pérez González, J. Vegas y M.J. Machado, eds., *Aportaciones a la geomorfología de España en el inicio del Tercer milenio*. Madrid, IGME, 2002, pp. 465-473.
- RODRÍGUEZ GARCÍA, J. y A. PÉREZ GONZÁLEZ. "Clasificación geomorfológica de los humedales y fondos endorreicos de La Mancha centro-occidental", en *Geogaceta*, 26 (1999), págs. 83-86.
- SÁNCHEZ CARRILLO, S. "Geología y Geomorfología", en V. García Canseco, coords., *Parque Nacional Las Tablas de Daimiel*. Madrid, Esfagnos Editorial, 1998, pp. 21-46.
- TORRES, T., A. SÁNCHEZ, A. CRESPO y J.L. ZAPATA. "Nuevos datos sobre la sedimentación terciaria en La Mancha (Ciudad Real)", en *Acta Geológica Hispánica*, 21-22 (1987), págs. 443-447.
- VEGAS, R. y P.J. RINCÓN-CALERO. "Campos de esfuerzos, deformación alpina y volcanismo neógeno-cuaternario asociado en el antepaís bético de la provincia de Ciudad Real (España central)", en *Geogaceta*, 19 (1996), págs. 31-34.
- VIÑAS, C. y R. PAZ. *Relaciones de los pueblos de España ordenadas por Felipe II*. Ciudad Real. Madrid: Instituto Balmes de Sociología-Instituto Juan Sebastián Elcano de Geografía (CSIC), 1971.
- WHOLETZ, K.H. "Hidrovolcanismo", en V. Araña y J. Martí, eds., *La Volcanología Actual*. Madrid, CSIC, 1993, pp. 99-195.
- WOOD, C.A. "Morphometric analysis of cinder cone degradation", en *Journal Volcanology Geothermal Research*, 8 (1980), págs. 137-160.