



GUIA DE CAMPO

GEORRUTA POR EL CORAZÓN DEL VOLCANISMO CALATRAVO. CERRO GORDO Y LA LAGUNA DE LA INESPERADA



Dr. Rafael Ubaldo Gosálvez Rey
Maestro de Educación Primaria y Geógrafo

Dr. Rafael Becerra Ramírez
Geógrafo

Dra. Estela Escobar Lahoz
Geógrafa

Dra. Elena González Cárdenas
Geógrafa

GEOVOL-UCLM



Casa de la Ciencia
CIUDAD REAL

**CONCEDE
CIENCIA**
volcanes



**Universidad de
Castilla-La Mancha**



INDICE

1. INTRODUCCIÓN AL VOLCANISMO DEL CAMPO DE CALATRAVA	5
1.1. ¿Cuántos volcanes hay en Ciudad Real?	5
1.2. ¿Cómo son los volcanes calatravos?	7
1.3. ¿Por qué hay volcanes en Ciudad Real?	9
2. GEOITINERARIO	11
Parada 1: Volcanes magmáticos en sierras: el complejo volcánico Cerro Gordo-Barranco de Varondillo-La Sima y la puesta en valor de los georrecursos volcánicos	13
Parada 2: Volcanes hidromagmáticos en cuenca sedimentaria. La laguna de Pozuelo de Calatrava y la biodiversidad	25
REFERENCIAS	31



Casa de la Ciencia
CIUDAD REAL

**CONCEDE
CIENCIA**
volcanes



**Universidad de
Castilla-La Mancha**

1. INTRODUCCIÓN AL VOLCANISMO DEL CAMPO DE CALATRAVA¹

¿Cuántos volcanes hay? ¿Cómo son? y ¿Por qué hay volcanes en el centro de Ciudad Real? Responder a estas cuatro preguntas será el objeto de esta introducción en el que desentrañaremos los misterios de los volcanes del Campo de Calatrava, también conocida como la Región Volcánica Central de España por el ilustre catedrático de Geografía Física de la Universidad de Madrid, Francisco Hernández-Pacheco y de la Cuesta (1932), el primer científico que estudió pormenorizadamente los volcanes de Ciudad Real en el primer tercio del siglo XX.

1.1. ¿Cuántos volcanes hay en el Campo de Calatrava?

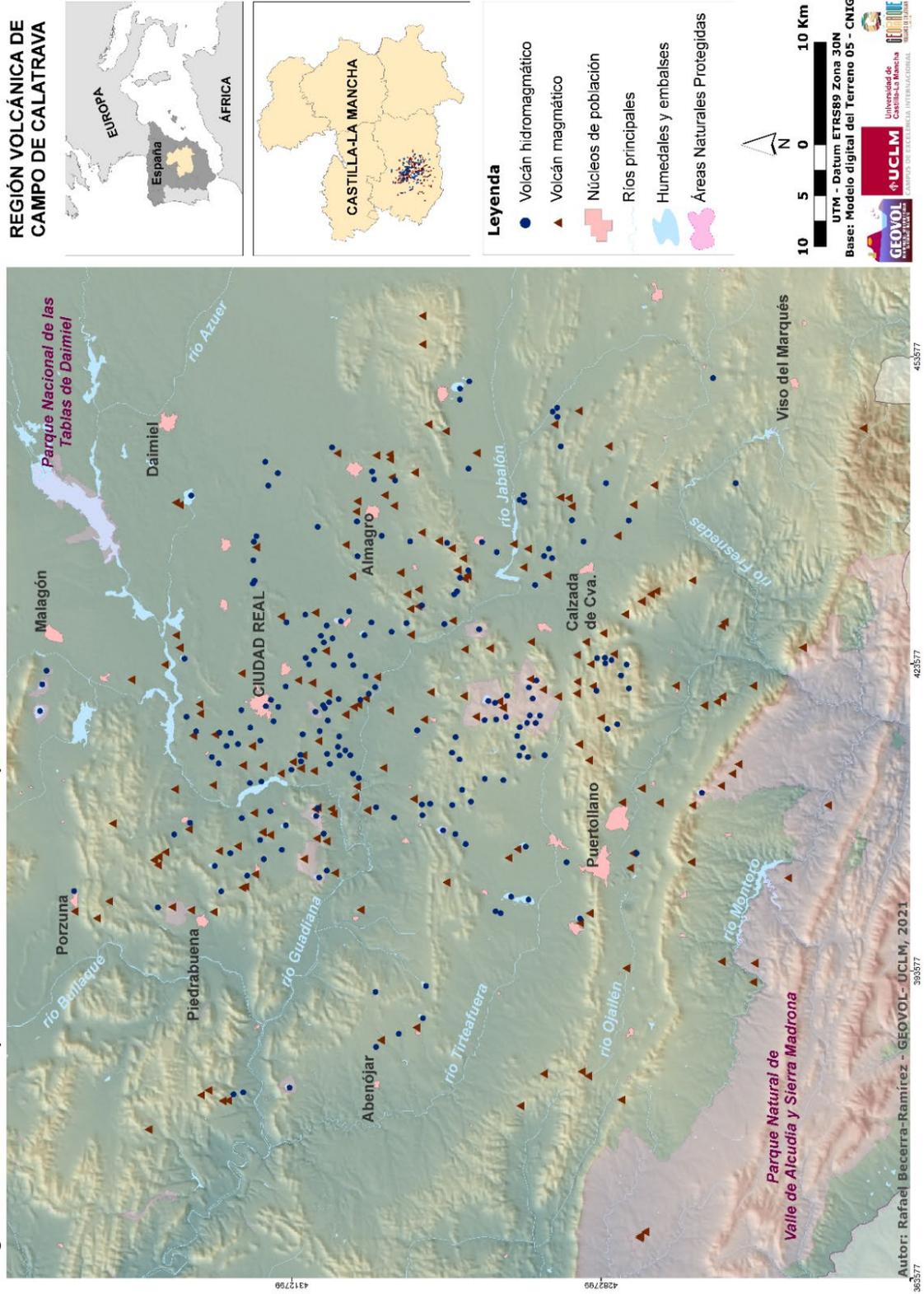
Empezando por la primera de las preguntas, cuántos volcanes hay, nuestros trabajos (Gosálvez, 2011; Becerra-Ramírez, 2013) y los del IGME en la elaboración del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA-50), elevan la cifra en la actualidad a 383 afloramientos volcánicos (Figura 1), casi tres veces más de los que detectó Hernández-Pacheco en 1932 y el doble de los que identificó Ancochea en su tesis doctoral defendida en 1983. Pero esta cifra hay que tomarla con prudencia y recalcularla en función de una definición que queda por hacer de que se considera un volcán. Esto se debe a que algunos de ellos en realidad podrían ser considerados como edificios volcánicos compuestos, resultado de una única erupción en la que a veces incluso se producen dinámicas eruptivas distintas.

En consecuencia, la cifra real puede ser que se ajuste más a unos 340 volcanes tras esa revisión que queda por hacer en los próximos años. Del total de volcanes contabilizados hasta la fecha en la región volcánica calatrava, el 51% correspondería a erupciones hidromagmáticas y el 49% restante a erupciones magmáticas. Estos volcanes se distribuyen por un área que abarca alrededor de 5.000 km² de extensión, quedando la totalidad incluidos en un círculo de un diámetro medio de 80 km de longitud (Gosálvez, 2012; Becerra-Ramírez, 2013).

La distribución de los volcanes en este espacio geográfico no es aleatoria, sino que sigue las directrices tectónicas heredadas del roquedo paleozoico (variscas y tardivariscas, alpinas y de la neotectónica). Destacan alineaciones principales de dirección NO-SE, NNO-SSE, y secundarias, transversales a las anteriores, de dirección NE-SO (Ancochea, 1983; Cebriá et ál., 2011; Becerra-Ramírez, 2013; González et ál., 2013). En consecuencia, se distingue un espacio central en el que se concentra el mayor número de volcanes, en torno a Ciudad Real capital y Poblete y entre los ríos Guadiana y Jabalón, a partir de los cuales el número y densidad de los volcanes va disminuyendo progresivamente hacia los bordes hasta desaparecer (Becerra et ál., 2020).

¹ Basado en el artículo: Gosálvez Rey, R.U., Becerra Ramírez, R., Escobar Lahoz, E. y González Cárdenas, E. 2022. Los volcanes del Campo de Calatrava, una joya geográfica por descubrir. *Iberae*, 8:9-21. <https://drive.google.com/file/d/18uwY0J8Fgoq9xfELQ0holiFRT1gv44CW/view>

Figura 1. Distribución espacial de los volcanes del Campo de



1.2. ¿Cómo son los volcanes calatravos?

El segundo interrogante por despejar sería responder a cómo son nuestros volcanes. Las manifestaciones eruptivas de esta región volcánica se engloban dentro de lo que se conoce como volcanismo basáltico monogénico y policíclico (Becerra-Ramírez, 2013), caracterizándose en este caso por el desarrollo de dos grandes tipos de erupciones: las **magmáticas** (efusivas y estrombolianas) y las **hidromagmáticas** (freáticas y freatomagmáticas). La interpretación de los tipos de erupciones se ha hecho a partir de la geomorfología, estudiando los depósitos volcánicos y las formas de relieve que se han generado (Gosálvez, 2012; Becerra et al., 2022).

Las **erupciones efusivas**, también llamadas hawaianas ya que son las que habitualmente se producen en el archipiélago de Hawái, son de baja explosividad ([índice de Explosividad Volcánica](#) muy bajo, entre 0 y 1) ya que el gas que contiene el magma se libera de forma tranquila una vez que alcanza la superficie. Son erupciones que se caracterizan por la emisión de abundantes coladas de lava y por el desarrollo de fuentes de lava en la boca del cráter que generan unos depósitos muy específicos: las escorias soldadas o *spatter* (en inglés). Estas escorias pueden llegar a formar pequeños edificios volcánicos denominados coneletes de escorias (*spatter cones*), fácilmente erosionables (Tabla 1).

Dentro de las magmáticas, también se encuentran las **erupciones estrombolianas**, muy importantes en el Campo de Calatrava, cuyo nombre procede de las típicas erupciones que desarrolla el volcán *Stromboli*, en las islas Eolias, localizado en el mar Tirreno y al noreste de Sicilia. Son erupciones de carácter explosivo (índice de Explosividad volcánica bajo, entre 1 y 3) ya que en el interior del conducto eruptivo se forman burbujas de gas que, una vez explotan, expulsan trozos de lava incandescente, denominados piroclastos, acumulándose en torno al cráter. El amontonamiento de estos trozos de lava, de tamaño diverso (ceniza, lapilli, escorias y bombas), en torno a la boca eruptiva construye un edificio cónico denominado cono de piroclastos (*cinder cones*, Tabla 1). Cuando la explosividad disminuye en intensidad o se forman edificios complejos con varias bocas eruptivas, también pueden emitir coladas de lava, tal y como ocurrió en el volcán de Tajogaite en La Palma en 2021.

El otro gran grupo de erupciones reconocidas en el Campo de Calatrava, que suponen la mitad de ellas, son las **erupciones hidromagmáticas**, de carácter muy explosivo (índice de Explosividad volcánica violento, entre 3 y 4), y en las que agua ajena al sistema volcánico juega un papel fundamental en la erupción. Son el resultado de la interacción entre el magma en ascenso hacia la superficie y el agua contenida en acuíferos o sobre la superficie. Cuando el magma y agua subterránea entran en contacto directo provocan la vaporización del agua, desencadenándose potentes explosiones freatomagmáticas que generan flujos piroclásticos (nubes ardientes compuestas de gases, fragmentos de la roca encajante y trozos de magma que viajan a ras de suelo a altísimas temperaturas). Si el contacto no es directo, el magma en ascenso calienta a las rocas encajantes por proximidad y éstas hacen que el agua del acuífero se vaporice de forma súbita, generando en este caso explosiones freáticas. Ambos tipos de erupciones desarrollarán depresiones más o menos

amplias y más o menos profundas, conocidas como cráteres de explosión hidromagmáticos o maares (palabra de origen alemán que significa lugar lleno de agua), modificando rotundamente el paisaje preexistente (Tabla 1).

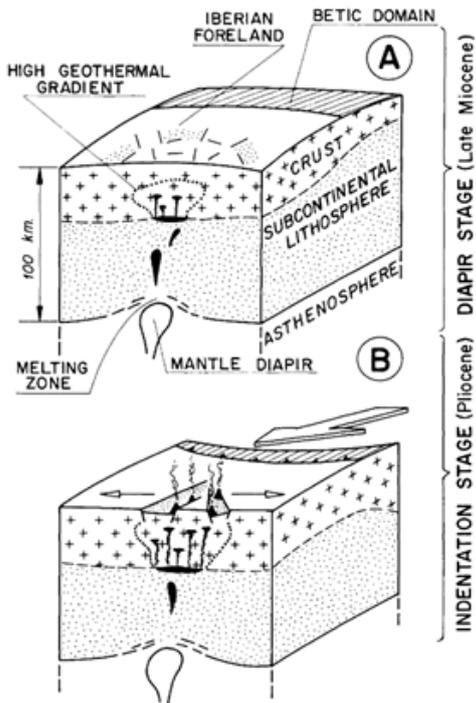
Tabla 1. Tipo de volcanes reconocidos en el Campo de Calatrava.

TIPOLOGIA	VOLCAN
<p>Conos de piroclastos (<i>cinder cones</i>): se trata de edificios volcánicos producto de erupciones estrombolianas con emisión de abundante material piroclástico, lapilli y escorias de trayectoria balística, lo que genera un edificio troncocónico en torno a una boca de emisión, presentando un grado de cohesión variable (Imagen: Cerro Gordo, Granátula de Calatrava y Valenzuela de Calatrava).</p>	
<p>Volcanes en escudo (<i>shield volcanoes</i>): edificios cupulares de escasa altura relativa, en torno a 60 m y que presentan una gran extensión superficial, producto de erupciones efusivas de muy baja explosividad con emisión abundante de coladas lávicas muy fluidas y de fuentes de lava que generan notables depósitos de spatter (Imagen: La Arzollosa, Piedrabuena).</p>	
<p>Conetes de escorias u hornitos con raíz (<i>Spatter cones</i>): edificios de menor tamaño que son el resultado de cortos eventos eruptivos generados a lo largo de fisuras y que conforman amontonamientos de material escoriáceo (Imagen: Los Castillejos de la Bienvenida, Almodóvar del Campo)</p>	
<p>Cráteres explosivos hidromagmáticos (maares): son erupciones hidrovulcánicas, generadas por la interacción de agua y magma que originan la apertura de una depresión de grandes dimensiones (Imagen: Maar de la Posadilla o Fuentillejo, Valverde, Ciudad Real)</p>	

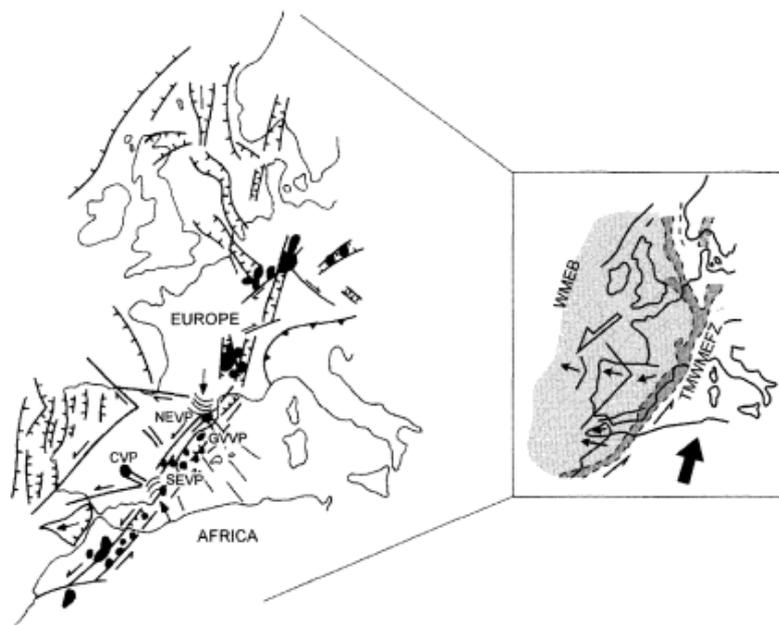
Los maares de la Región Volcánica de Campo de Calatrava son únicos en la España peninsular e incluso en el volcanismo de la Europa continental, pues albergan la mayor concentración de humedales volcánicos, 65 lagunas temporales, que en condiciones climáticas e hídricas óptimas son capaces de mantener láminas de agua que las hacen muy especiales (Gosálvez, 2012; Gosálvez et al., 2018). Estas lagunas diversifican el paisaje y con ello la flora y la fauna en un contexto bioclimático seco, e incluso semiárido, como es el que caracteriza al centro de la provincia de Ciudad Real. La importancia ambiental de estas lagunas volcánicas viene refrendada por el hecho de que a nivel europeo se han catalogado como hábitats de interés prioritario atendiendo a la Directiva Hábitats, en concreto el hábitat 3170, lagunas y humedales temporales mediterráneos, concentrados principalmente en España (Ruiz, 2008). En el ámbito de la cuenca del mediterráneo tendríamos que ir a la península de Anatolia para ver lagunas volcánicas temporales en ambientes semiáridos como las lagunas calatravas.

1.3. ¿Por qué hay volcanes en Ciudad Real?

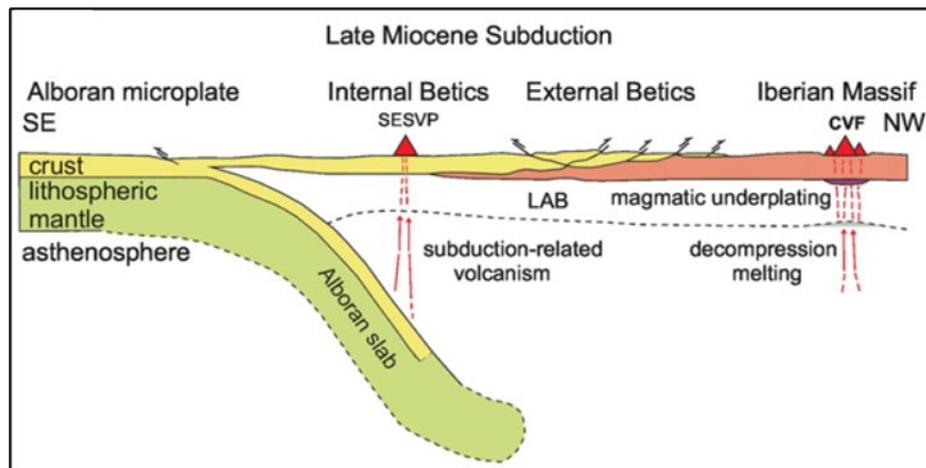
Expuestos cómo son nuestros volcanes, comenzamos aquí a responder el tercer interrogante, el que tiene que ver con el origen del volcanismo calatravo. En la actualidad, se han propuesto tres modelos geodinámicos principales para interpretar la génesis de los volcanes del Campo de Calatrava, modelos sobre los cuales no hay un consenso científico (Villaseca et al., 2020).



Hipótesis 1. Modelo geodinámico propuesto por López-Ruiz et al. (1993) para la provincia volcánica de Calatrava que involucra una etapa inicial de manto-pluma (A) y una etapa final de indentación (B).

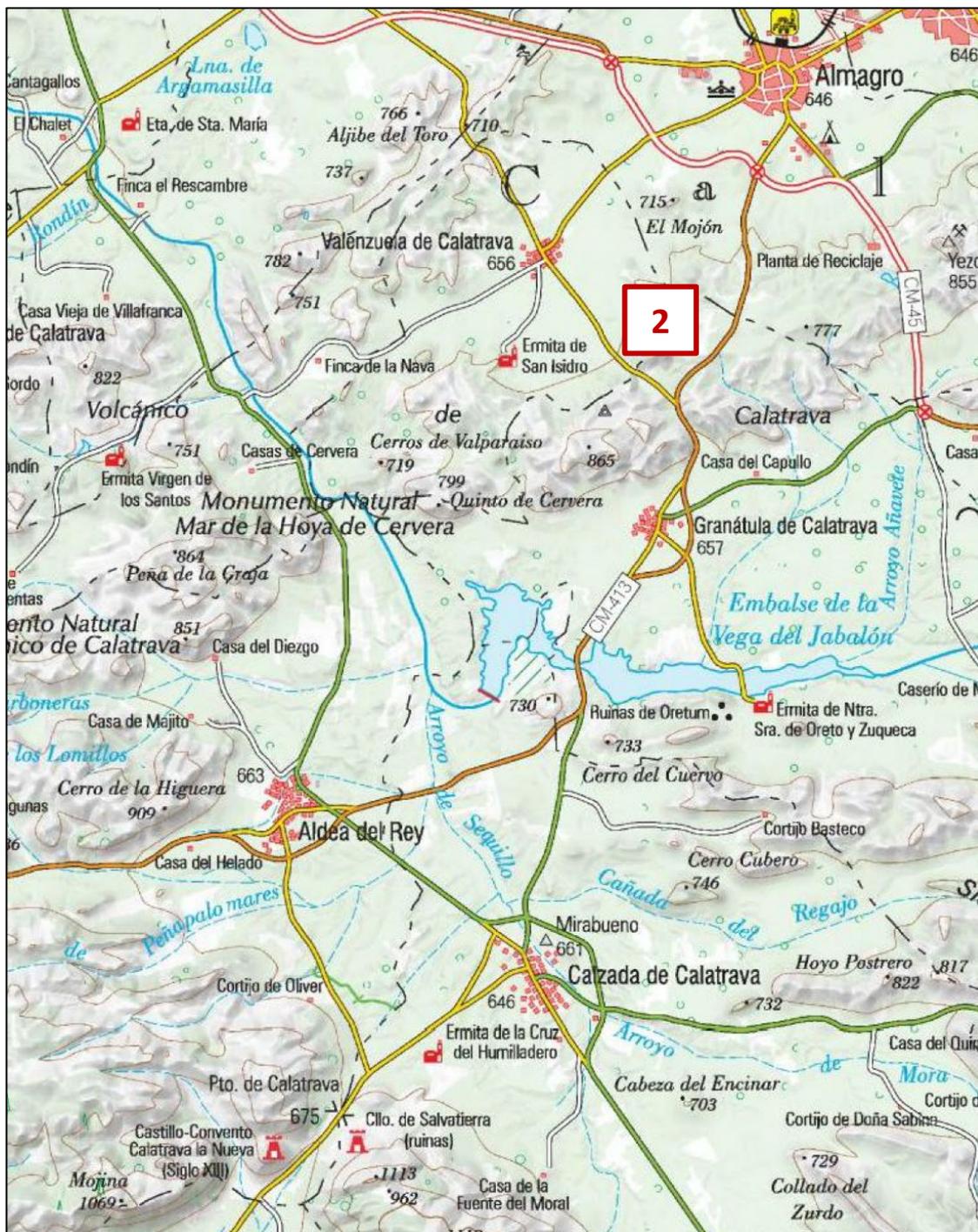


Hipótesis 2. Modelo geodinámico propuesto por López Ruiz et ál. (2002) para el Mioceno tardío que asocia el volcanismo basáltico alcalino cenozoico europeo a una megafalla transtensional compleja (TMWMEFZ: zona de falla transmarroquí, mediterráneo occidental, europea; WMEB: bloque mediterráneo occidental-europeo; NEVP: provincia volcánica del NE; GVVP: provincia volcánica del Golfo de Valencia; CVP: provincia volcánica del Campo de Calatrava. SEVP: Provincia volcánica del SE).



Hipótesis 3. Modelo conceptual propuesto por Granja Bruña et al. (2015) que muestra las relaciones espaciales del volcanismo intraplaca en el Campo de Calatrava (CVP) en el entorno compresional del Mioceno superior. Las zonas internas de las Béticas están formadas por la corteza superior del terreno de Alborán que pasa a formar parte de la placa superior junto con el Macizo Ibérico. Por lo tanto, el volcanismo ocurrido en CVP y en el SE español (SESVP) se localiza en la placa superior durante la subducción. CVP= Provincia Volcánica de Calatrava. SESVP= Provincia Volcánica del SE de España. SM= Sierra Madrona. SC= Sierra de la Calderina. LAB= Frontera

2. GEORRUTA POR EL CORAZÓN DEL VOLCANISMO CALATRAVO



Parada 1: Volcán Columba

**Parada 2: Complejo volcánico Cerro
Gordo-Maar de Varondillo**



Casa de la Ciencia
CIUDAD REAL

**CONCEDE
CIENCIA**
volcanes



**Universidad de
Castilla-La Mancha**

Parada 1: Volcanes magmáticos en sierras: el complejo volcánico Cerro Gordo-Barranco de Varondillo-La Sima y la puesta en valor de los georrecursos volcánicos²

El Volcán Cerro Gordo se sitúa sobre la crestería cuarcítica que forma el flanco sur del anticlinal erosionado de Almagro-Valenzuela (Domo de Almagro). El edificio volcánico se genera en al menos dos erupciones, una magmática y una hidromagmática, de las que resulta un conjunto formado en la actualidad por un cono de piroclastos coronado por un cráter cimero, y un maar, “Barranco Varondillo” (Figura 10), al que se suma el volcán efusivo y el cráter de La Sima.

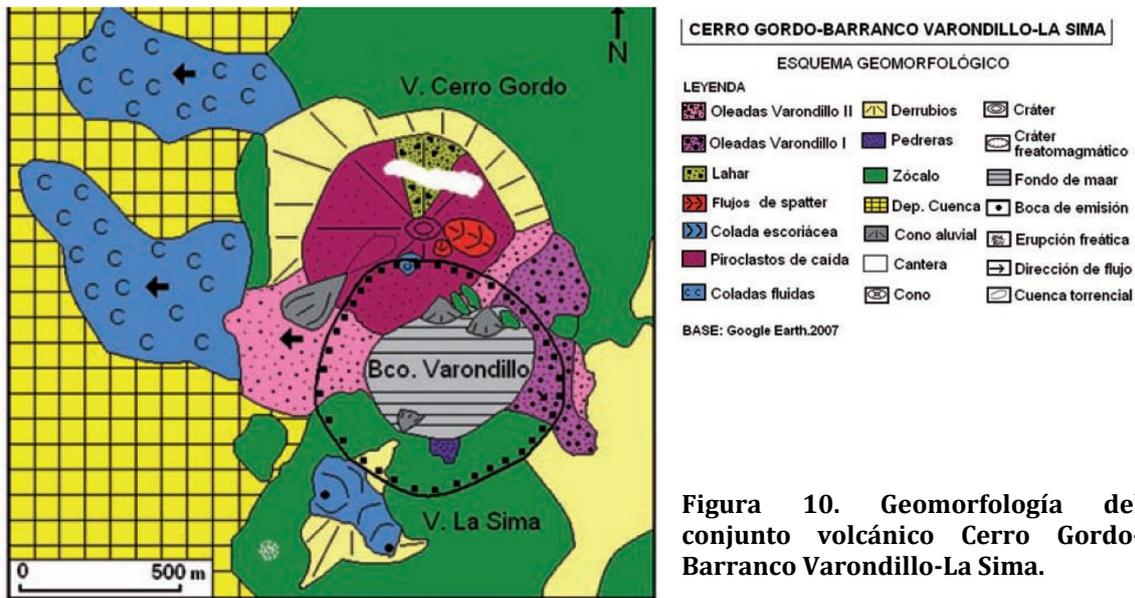
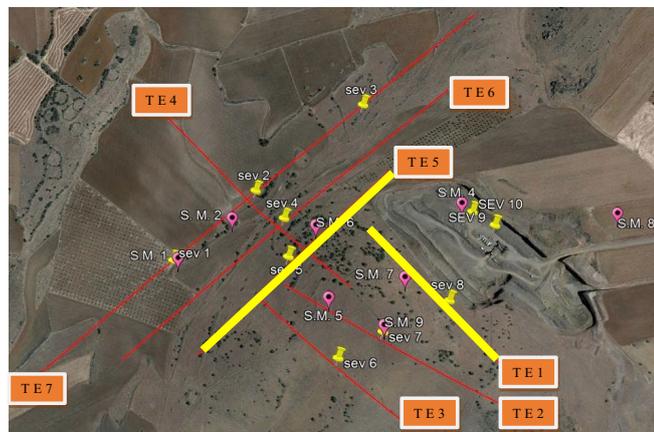


Figura 10. Geomorfología del conjunto volcánico Cerro Gordo-Barranco Varondillo-La Sima.

En el año 2019, Lafarge-Holcim realizó una **investigación geofísica** de Cerro Gordo para dar cumplimiento a los requisitos de prórroga de la concesión minera de la mina San Carlos que explota en este volcán, investigación que abordó la empresa Gama Geofísica, S.L. (Gata Maya y Sánchez Vizcaíno, 2019).

Figura 11.- Situación de las labores de investigación realizadas, sondeos mecánicos (S.M.), sondeos eléctricos verticales (sev) y perfiles de tomografía eléctrica (TE) con su correspondiente número de orden.



² Basado en: González, E., Becerra-Ramírez, R, Gosálvez, R.U. y Escobar, E. 2010. Dinámicas eruptivas en el complejo volcánico de Cerro Gordo, Campo de Calatrava (España). En: González, E. et al. *Aportaciones recientes en volcanología 2005-2006*. Centro de Estudios Calatavos, Ciudad Real. Pp. 57-65

Esta investigación incluyó la realización de 9 sondeos mecánicos, 20 sondeos eléctricos verticales y 7 perfiles de tomografía eléctrica. De todos ellos, reproducimos a continuación la interpretación realizada para dos de los perfiles de tomografía eléctrica, dispuestos ortogonalmente uno con respecto al otro, los perfiles TE 1y TE 5 (Figura 11).

En el perfil TE1 (Figura 12), la ladera norte y la parte superior del cono están ocupados por piroclastos (lapilli), que presentan elevados valores resistivos, cercanos o superiores a 4000 Ω .m. (colores marrones rojizos a violáceos), presentando potencias superiores a los 30 m. Los materiales lávicos y mezcla de lavas con piroclastos ocupan la parte inferior de la ladera norte, por debajo de los piroclastos, y prácticamente la mitad de la zona central y la ladera sur. Estos materiales, lavas con intercalaciones de tefra (depósitos de proyección aérea), presentan valores resistivos intermedios, entre 1000 y 4000 Ω .m. (colores verdes, amarillos hasta marrones). En la zona central en profundidad puede indentificarse una zona trapezoidal que debe corresponder con la chimenea o foco de emisión, presentando materiales con valores resistivos inferiores a los 1000 Ω .m. (colores azulados en la zona basal y media hasta alcanzar valores variables entre los 1000 y 4000 Ω .m. en la parte superior). La distribución de materiales en su interior adquiere una forma dómica y sus límites parecen corresponder con fracturas.

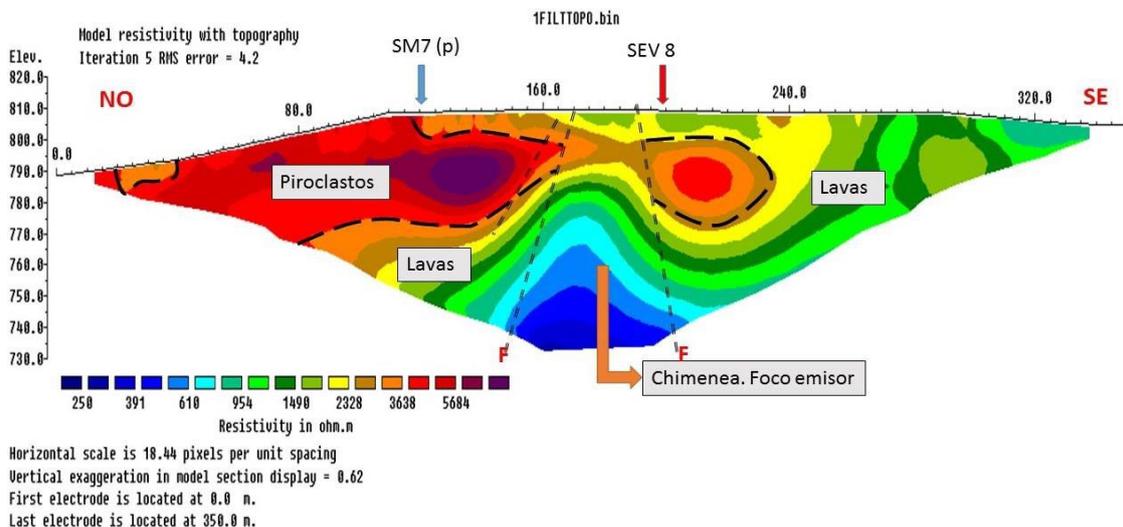


Figura 12.- Perfil nº 1 de Tomografía Eléctrica (TE).

En el perfil TE 5 (Figura 13), la parte más superficial está prácticamente ocupada por lavas o por materiales mezcla de lavas y piroclastos. Se puede identificar una zona de colada de lavas en la zona central del perfil, caracterizada por bajos valores de resistividad (entre 500 y 1500 Ω .m.) y una potencia cercana a la decena de metros. Esta colada fosiliza y oblitera a materiales piroclásticos. Lateralmente esta colada lávica pasa de forma gradual a valores resistivos mayores, de hasta 3000 Ω .m., siendo la potencia próxima a los 10 m. Surgen dudas en el extremo NE del perfil pues materiales asignados por los autores como lavas es posible que parte de ellos correspondan con materiales del zócalo paleozoico.

Por debajo de los materiales anteriores y en todo el perfil, salvo en el extremo noreste, aparece una banda de piroclastos de 35 a 40 m de potencia cuya resistividad, superior a $3500 \Omega \cdot m$, indica que predominan los lapilli entre ellos, aunque están recubiertos por coladas de lavas de hasta una decena de metros de potencia en algunos puntos. En la zona NE estos materiales pueden llegar a aflorar, pasando lateralmente, en ambos bordes del perfil, a materiales lávicos o paleozoicos. Los contactos exactos no pueden determinarse con precisión debido a la alteración que presentan los materiales en superficie, que genera un horizonte edáfico de 1,5 m de potencia media que enmascara los materiales superficiales y los contactos entre ellos.

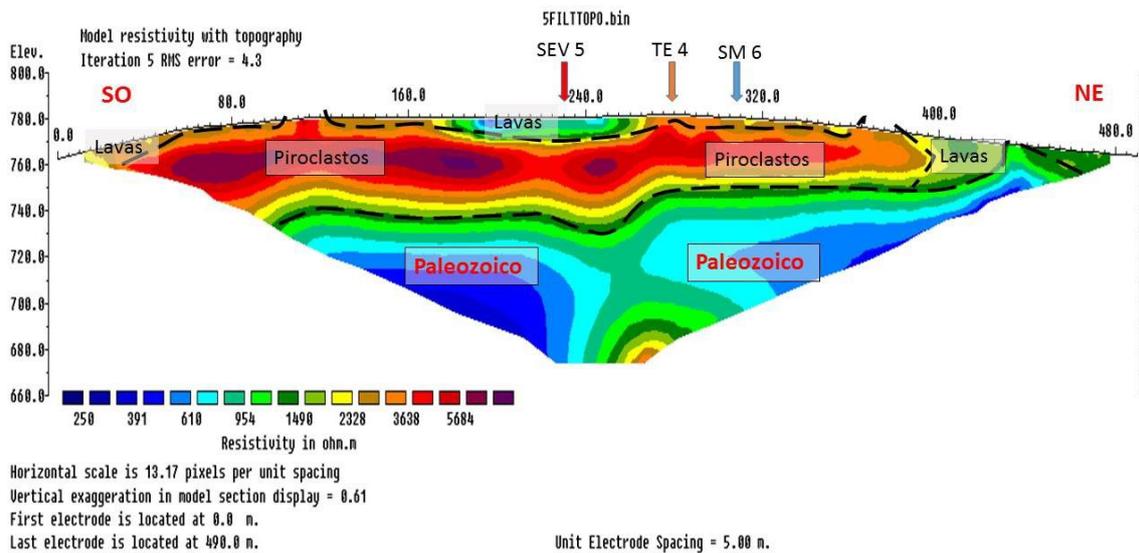


Figura 13. Perfil nº 5 de Tomografía Eléctrica (TE).

Los autores del trabajo señalan que los materiales piroclásticos se apoyan sobre materiales del zócalo paleozoico. A partir de los valores de resistividad entre 400 y $1500 \Omega \cdot m$, puede inducirse que estos materiales parecen corresponder con areniscas y cuarcitas a techo aunque en profundidad abundan más los tramos pizarrosos. Según el MDT suministrado por LafargeHolcim, el contacto entre los piroclastos y el zócalo se produce a una cota de 735 m en la primera mitad del perfil, desde el inicio del mismo hasta el cruce del perfil con el perfil TE 4. A partir de este punto la cota del techo del paleozoico se sitúa alrededor de los 750 m.s.n.m. En consecuencia, debe existir bien un pequeño paleorrelieve desarrollado sobre el paleozoico previo al depósito volcánico o bien una pequeña fractura, con el plano de falla inclinado al oeste, que provocaría este pequeño escalón en la superficie estructural definida por el techo del paleozoico.

La **primera erupción** en el conjunto volcánico de Cerro Gordo es de carácter estromboliano, emitiéndose piroclastos que dan forma a un edificio cónico, disimétrico, en herradura y abierto al SSO. De la base del cono y del propio cráter salen lavas que permite el desarrollo de una amplia colada que, bifurcada en dos ramas por un espigón cuarcítico, se emplaza hacia el interior de la cuenca de Valenzuela. Estas coladas alcanzan una longitud que supera los dos kilómetros y una anchura máxima de 700 m. Otra colada, de la que en la actualidad solo podemos observar sus tramos iniciales, se derrama por la ladera meridional.



Petrográficamente, las coladas de lava de Cerro Gordo están constituidas por Nefelinita olivínica. Estas coladas presentan en la parte superior, la que se ve en cortes de la carretera, una estructura interna esferoidal con formación de bolos por erosión, pasando hacia la parte superior a formas de autobrechificación.

A esta erupción estromboliana le sigue una nueva fase explosiva, esta vez de carácter freatomagmático, responsable de la apertura del gran cráter de “Barranco Varondillo”, y en la que se generan oleadas piroclásticas, cuyos depósitos forman un anillo de tobas, hasta el momento bien conservado. Los depósitos de estas erupciones recubren al cono preexistente, alcanzando potencias de hasta 4-5 m (Figura 14).

La profundidad máxima visible del maar es de 80 m, su forma es ligeramente elíptica, su diámetro mayor es de 1.300 m y la altura del reborde de tobas se sitúa en 40 metros. Se inicia esta fase con la emisión de piroclastos de caída que contienen bloques aislados de cuarcita (brechas de explosión) de hasta un metro de eje mayor. A continuación, se produce el emplazamiento de las sucesivas oleadas piroclásticas que dan lugar a depósitos en los que se observan formas de fondo propias de flujos de alta energía, así como de depósitos de brecha de explosión, que alternan formando una secuencia rítmica.

Estas explosiones modifican sustancialmente la forma del edificio. El cráter en herradura es destruido, así como buena parte de la colada basáltica meridional. Las laderas y la cima del cono quedan recubiertas de clastos de cuarcita de tamaño variado. Los piroclastos presentan ahora un color rosado que los diferencia netamente de los emitidos en las erupciones estrombolianas previas (Figura 14). Depósitos de flujos fangosos densos (Figura 14), identificados como lahares, se desarrollan en la ladera NNE (González et al., 2008).



Figura 14. Depósitos volcanosedimentarios en las cortas de la mina San Carlos

Las últimas erupciones en Cerro Gordo son marcadamente efusivas, con desarrollo de fuentes de lava que se emiten desde el pequeño cráter cimero reconocible en la actualidad. Depósitos de *spatter* recubren la parte superior y la ladera oriental del volcán cuyas características les permiten fluir, generando los mejores ejemplos de lóbulos superpuestos de todo el Campo de Calatrava (Figura 15).



Figura 15. Lóbulos de *spatter*.

Descripción de los depósitos volcanosedimentarios de la Mina San Carlos

Depósitos de piroclastos de caída

Cerro Gordo está sujeto a derechos de explotación minera, lo que ha permitido la apertura de una cantera dedicada a la extracción de material para la fabricación de cemento. Las cortas mineras permiten visualizar la estructura interna de los depósitos de piroclastos de caída y de flujo que conforman el cono, incluyendo los derivados del desarrollo de un corto lahar en la ladera norte.

En la base de los cortes afloran piroclastos de caída negros, finos, vesiculados, sin trazas de soldadura, pero con una cierta estratificación, pertenecientes a una erupción estromboliana (Figura 16).



Figura 16. Piroclastos de caída

Depósitos freatomagmáticos de Barranco Varondillo

A la erupción estromboliana que construye el primitivo cono de Cerro Gordo le sigue una fase explosiva, de carácter freatomagmático, en la que se abre el maar de “Barranco Varondillo”. En esta erupción se emiten brechas de explosión y oleadas piroclásticas basales que generan depósitos con formas de fondo planares, y puntualmente flujos de alta energía con formación de dunas y antidunas (Figuras 17 y 18).

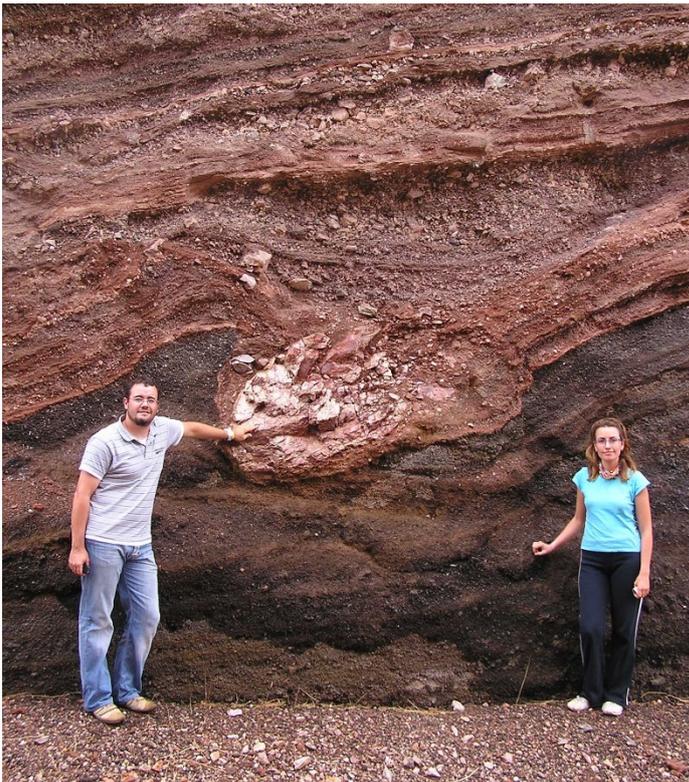


Figura 17. Depósitos de flujo de alta energía.



Figura 18. Depósitos de brecha explosiva.

En la antigua vía de accesos a la cantera, hoy al centro de interpretación, a los depósitos de piroclastos de caída le sigue un tramo en el que alternan en la base éstos con depósitos de pequeña potencia de brechas de explosión y de oleadas piroclásticas basales, que se hacen dominantes hacia techo. En todo este tramo es abundante la presencia de bloques de cuarcita, destacando el impacto de un gran bloque que deforma y penetra en los piroclastos de caída (Figura 19).



Figuras 19. Huella impacto y deformación por carga en depósitos freatomagmáticos y de piroclastos de caída.

Depósitos laháricos

Por encima de los depósitos anteriores, en el techo de la secuencia volcanosedimentaria, se sitúa un depósito de unos 4 m de potencia media, formado por una matriz fangosa, de tonos claros, que engloba clastos heterométricos de cuarcita y de basalto, orientados en el sentido del flujo, así como lapilli rodados y

recubiertos de una película de barro que se sitúan junto a clastos cuarcíticos rodados y facetados tamaño grava, también empastados por barro. Se ha interpretado este depósito como un lahar, por encima del cual se desarrolla el suelo actual y los desechos de la explotación minera (Figura 20).



Figura 20. Detalle del depósito de lahar.

Lóbulos de flujos de *spatter*

En erupciones efusivas, con lavas fluidas y una adecuada presencia de gas, se pueden desarrollar fuentes de lava que emiten tasas elevadas de piroclastos que caen al suelo calientes, siendo rápidamente cubiertos por nuevos aportes, lo que permite mantener temperaturas elevadas en el interior del apilamiento de *spatter*. Cuando se alcanzan unas condiciones críticas, los piroclastos aglutinados pueden dar lugar a la formación de lavas clastogénicas y comenzar a fluir por las pendientes (Wolff y Sumner, 2000; Sumner et al., 2005).

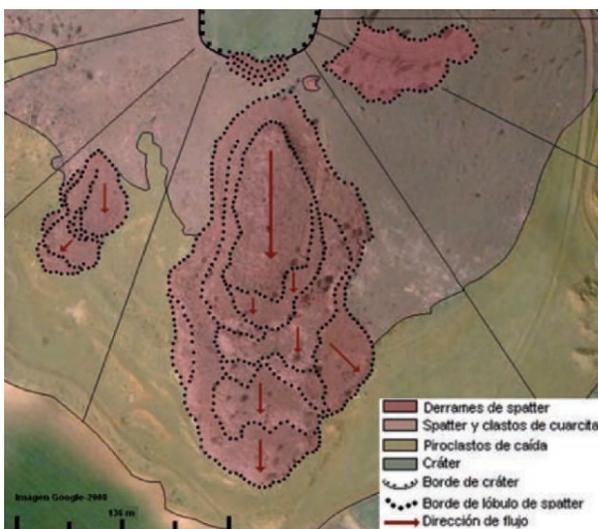


Figura 21. Cartografía de los flujos de *spatter*.



Figura 22. Frente del depósito de *spatter*.

La última erupción magmática de Cerro Gordo se caracterizó por la emisión de fuentes de lava y la rápida formación de grandes acumulaciones de *spatter* de color pardo-rojizo en la ladera sudoriental que se derramaron y descendieron como flujos lávicos calientes, formando lóbulos que se superponen a los piroclastos de caída que integran el cono (Figura 21).

Estos lóbulos presentan frentes abruptos, de hasta 4 m de potencia en las partes de mayor acumulación (Figura 22). Se distinguen dos episodios principales de flujo que dan lugar a la formación de dos depósitos en forma de abanico con el ápice orientado hacia el punto de emisión, y un frente neto vertical.

En el depósito inferior se distingue una capa basal, de 50-90 cm de alto, de lava clastogénica con un bandeo de flujo bien definido (Figura 23) que han podido actuar como niveles de deslizamiento, favoreciendo el movimiento del conjunto. Sobre esta capa basal, en suave transición o de forma neta, se disponen los clastos de *spatter* y escorias soldadas, con tamaño centimétrico y decimétrico (Figura 22). Niveles y lentejones de lavas clastogénicas se distribuyen por todo el conjunto del depósito (Figura 23).

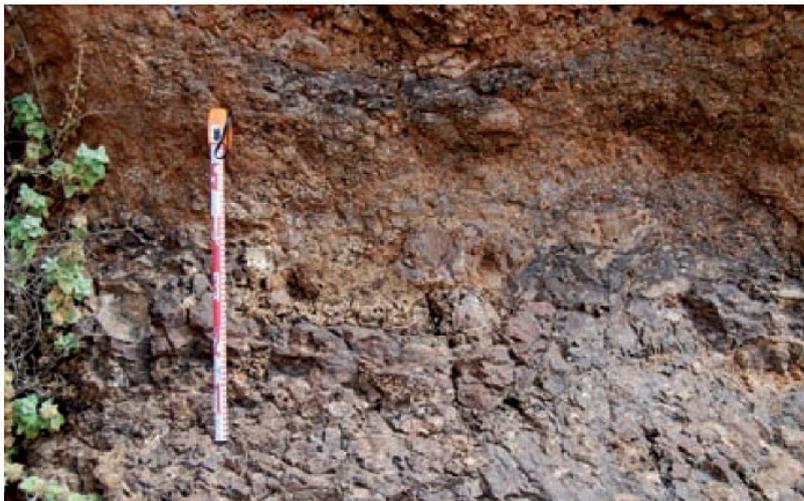


Figura 23. Niveles y lentejones de lava clastogénica.

Las propiedades del *spatter*, su alta temperatura en el momento de la deposición, el peso de los depósitos acumulados y su plasticidad, le permitió fluir ladera abajo y desarrollar una morfología lobulada y aterrazada que crecía a medida que el material se acumulaba en las partes más altas de la misma. A su vez, la parte superior del depósito, en enfriamiento progresivo por el contacto con la atmósfera, se agrietó y resquebrajó creando una morfología superficial enlosada y fracturada (Figura 24).

En la parte superior del cono de Cerro Gordo, y hasta media ladera, se localizan mantos de *spatter* que, en función de la dinámica de la fuente de lava, de las características de los clastos, y de las condiciones de los apilamientos, no han tenido capacidad de fluir, mostrándose como depósitos de piroclastos soldados.



Figura 24. Superficie enlosada de los lóbulos de *spatter*.

La puesta en valor de los georrecursos volcánicos: el caso de la mina San Carlos

Las erupciones explosivas son las más abundantes en el Campo de Calatrava, tanto por la propia naturaleza del magma (alto contenido en volátiles) como por la presencia ocasional de agua meteórica que interactúa con el proceso eruptivo (hidromagmatismo). Esto ha generado grandes volúmenes de material piroclástico susceptible de ser explotado por el hombre.

Los edificios estrombolianos van a ser los más afectados por los laboreos mineros desde tiempos muy remotos. Los puentes y calzadas romanas, así como las fortificaciones y ciudades y útiles encontrados en excavaciones emplean en su construcción bloques, sillares y cantarral de basalto.

Hernández Pacheco (1932) resalta el uso con fines económicos de los materiales volcánicos del Campo de Calatrava, distinguiendo la explotación de las "hormigoneras", denominación que se da en la región a canteras en las que se extraen piroclastos, y las canteras de basalto.

En la actualidad, en torno al 20% de los edificios volcánicos se encuentran gravemente alterados por los procesos de explotación (González Cárdenas, 1992). Su reconstrucción hoy es inviable por la cantidad de material extraído y por las propias características morfológicas y genéticas de los volcanes afectados.

En este sentido, cabe destacar el acuerdo alcanzado entre la Asociación de Desarrollo Campo de Calatrava y la empresa cementera Lafarge-Holcim, para la cesión del uso de una parte de la mina San Carlos, abierta en la ladera norte del volcán Cerro Gordo.

En los últimos 17 años, Cerro Gordo ha sufrido una intensa actividad extractiva, primero de áridos y después para aditivos para la fabricación de cements. Paradójicamente, la destrucción del volcán ha permitido una mejor interpretación de sus procesos eruptivos.



Tras largas e intensas negociaciones, en febrero de 2011, la empresa Lafarge cede 2.000 m² de la cantera abierta en el flanco del volcán para el proyecto “Parque Cultural Calatrava”. Mediante este acuerdo se llevó a cabo una adecuación del recinto cedido para ser utilizado como espacio visitable con un marcado carácter didáctico-divulgativo-turístico.

Es la primera musealización en un ámbito volcánico magmático que se ha hecho en el Campo de Calatrava, contando con 10 paneles interpretativos que abordan el fenómeno volcanológico a tres niveles, el general, el del Campo de Calatrava y el concreto del volcán Cerro Gordo.

Desde su apertura en abril de 2016, ha atendido a más de 40.000 visitantes, procedentes principalmente de Castilla-La Mancha y Madrid. El Convenio acuerda que el Grupo de Investigación GEOVOL del Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio de la Universidad de Castilla-La Mancha, colaborará y asesorará en la transferencia de conocimientos del volcán y del Centro de Interpretación (Escobar et al. 2017).

Parada 2: Volcanes hidromagmáticos en cuenca sedimentaria. La laguna de Pozuelo de Calatrava y la biodiversidad

La Laguna de la Inesperada, en Pozuelo de Calatrava, cuenta con el único centro de interpretación de un maar en la región volcánica del Campo de Calatrava. Esta laguna, reconocida como LIG y propuesta como Geositio, se encuentra alojada en un cráter de explosión hidromagmático que se localiza en una fisura eruptiva en la que se alinean otros siete maares entre las localidades de Pozuelo de Calatrava y Miguelturra (Figura 38). Algunos autores atribuyen su génesis a la disolución de paquetes de yesos pliocenos. En realidad, la presencia de estos yesos atestigua la existencia de lagunas temporales, al menos desde el Plioceno superior, bajo un clima árido o semiárido (Gosálvez, 2011).

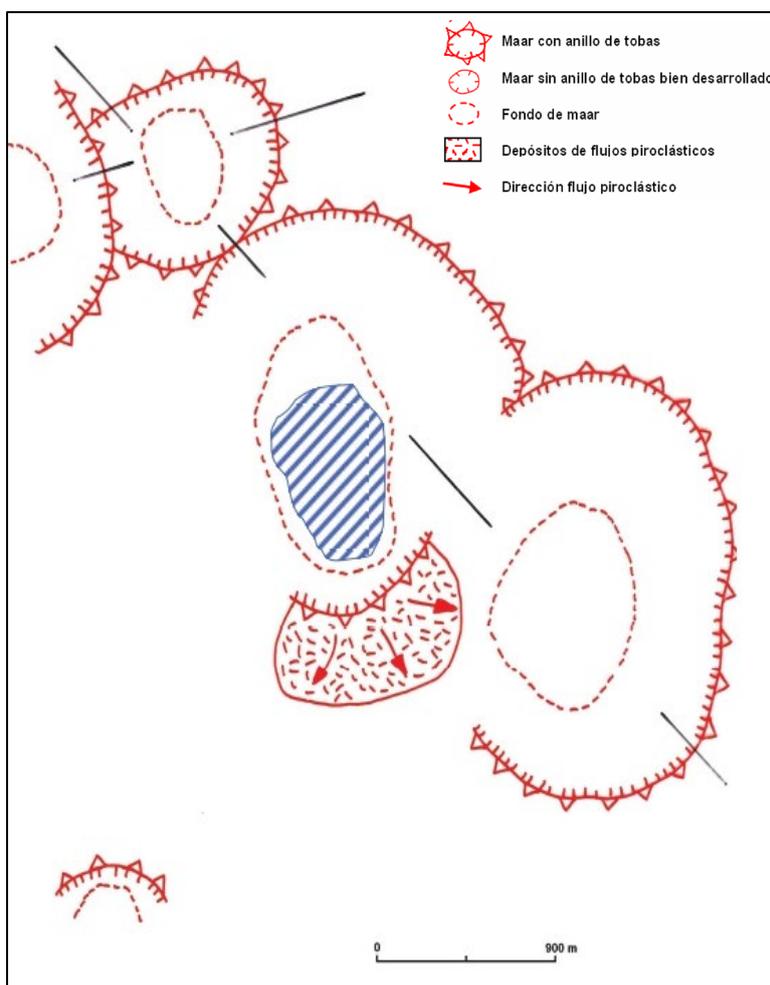


Figura 38. Esquema geomorfológico del maar de la Laguna de la Inesperada. Fuente: Gosálvez, 2011

La interacción de un magma ascendente con agua freática fue lo que provocó la apertura del maar mediante un mecanismo eruptivo de tipo hidromagmático. En superficie es posible reconocer, a través del análisis de diferentes cortes, los depósitos que orlan la cubeta lagunar (Figura 39) que se corresponden a facies masivas típicas de depósitos de oleadas piroclásticas (Inieta, 2017).



Figura 39. Borde S (Arriba Izq.) y Borde NE (Arriba Dcha.) del anillo de tobas del maar de la Inesperada donde se observan clastos heterométricos y angulosos de cuarcita y líticos juveniles. Depósitos masivos (Abajo Izq.) y depósitos masivos con fragmentos de basalto, cuarcitas y yesos (Abajo Dcha.).

Las aguas de la laguna varían de subsalinas a mesosalinas (2.6-37.6 mS/cm), con un pH de entre 7.5 y 10.2, tratándose desde el punto de vista iónico de una laguna de tipo aniónico Sulfatado-Clorurado y de tipo catiónico Magnésico-Sódico. El hidropериodo es estacional, con aportes de aguas por precipitación, descarga de aguas subterráneas y aportes de aguas pluviales y residuales (Iniesta, 2017).

Sus aguas en el pasado se aprovecharon con fines minero-medicinales, al menos desde 1883, fecha en la que el médico D. Mariano Gamboa informa de sus propiedades terapéuticas, siendo beneficiosas para tratar problemas gástricos, biliares, febriles, de estreñimiento, dismenorreas, amigdalitis, úlceras, psoriasis, reumatismo, etc. Estas propiedades hicieron que llegase a ser embotellada y distribuida, ganando premios en varias ciudades europeas donde se valoró la excelente calidad de estas aguas (Figura 40).

COPIA DEL ANÁLISIS
DEL
Agua mineral-natural, purgante, sulfatada, cloro-sódica magnesiana
DE
LA INESPERADA
de Pozuelo de Calatrava (Provincia de Ciudad-Real)

PRATICADO POR EL DOCTOR
D. Gabriel de la Puerta y Ródenas
Catedrático de Farmacia en la Universidad Central

En un litro de agua de **LA INESPERADA**

Gases	
Acido carbónico	35'5 cent. cúb.
Nitrógeno	4'0 » »
Oxígeno	4'0 » »
Total de gases	46'5 cent. cúb.
Sales anhidras	
Sulfato de sosa	57'448 gramos
Id. de magnesia	41'352 »
Cloruro de magnesia	37'559 »
Id. de sodio	15'925 »
Sulfato de cal.	0'843 »
Id. de alumina	0'221 »
Oxido de hierro, Fosfato de cal, Nitrato de potasa, Sul- fato de hierro, Cloruro de calcio, Yoduro de sodio y Bromuro de sodio. } Pequeñas cantidades	
Total de sales	153'348 gramos

El agua mineral purgante de **LA INESPERADA** se vende
en las Farmacias y en los Depósitos de Aguas minerales

Concesionario para el Principado de Cataluña, Reino de Valencia y Países de Ultramar
AURELIO DIÉGUEZ
5, Plazuela de Moncada, 5
BARCELONA

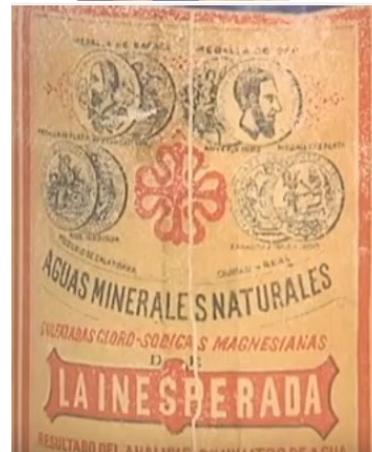


Figura 40. Izqda. Análisis de las aguas de La Inesperada por el catedrático de Farmacia de la Universidad Central Gabriel de la Puerta y Ródenas. Dcha. Botella y etiqueta de comercialización.

Esta laguna alberga una importante diversidad biológica que le ha valido su declaración con diversas figuras de protección y reconocimiento autonómicas, nacionales e internacionales.

En relación con la flora y la vegetación (Figura 41), destacan las praderas sumergidas de algas verdes, donde dominan *Chara connivens* y *Ruppia drepanesis*, que tapizan los fondos de la cubeta lagunar. En las orillas aparece un pastizal compuesto de cebadilla silvestre *Hordeum marinum*, *Plantago coronopus* y *Polypogon maritimus*, que en las depresiones más húmedas se ve sustituido por praderas donde aparece *Aeluropus littoralis* y *Puccinellia fasciculata* (Gosálvez, 2011 e Iniesta y Gosálvez, 2018).

En los bordes más elevados se instalan rodales de *Suaeda vera* y en aquellos que sólo se anegan en primavera se desarrolla una vegetación terofítica halófila (*Salicornia ramosissima*, *Salicornia europaea*, *Suaeda splendens*). Rodales de carrizo (*Phragmites australis*) y castañuela (*Bolboschoenus maritimus*) ocupan la zona donde se producen periódicamente vertidos de la depuradora de aguas residuales de Pozuelo, aumentando progresivamente su extensión en los últimos 15 años.



Figura 41. Esquema de la distribución de la vegetación en la Laguna de la Inesperada. Fuente: Inieta y Gosálvez, 2018

Una orla de tarayes *Tamarix sp.* de porte arborescente rodea la laguna, tratándose de ejemplares plantados al auspicio de un plan de restauración llevado a cabo por la administración autonómica a finales de 1980. En la orilla N destaca la presencia de un pinar de pino carrasco *Pinus halepensis* fruto de una plantación realizada en la década de 1960, que se encuentra en retroceso ante el avance actual de álamos blancos. En el agua destaca la presencia de tapetes microbianos, aunque en retroceso por los vertidos de aguas pluviales y residuales (Gosálvez, 2011; Inieta y Gosálvez, 2018).

En cuanto a la fauna, la laguna de La Inesperada alberga la principal colonia de larolimícolas reproductoras del Campo de Calatrava (avoceta europea: hasta 250-300 parejas, cigüeñuela común: 70-200 parejas, chorlitejo patinegro: 60-70 parejas, gaviota cabecinegra: 2 parejas, gaviota reidora: 150-300 parejas y pagaza piconegra: hasta 150 parejas). La abundancia media es de 797 aves, con un registro máximo de 5265 individuos en enero de 2013, mientras que la riqueza media ha ascendido a 11 especies, con un registro máximo de 22 en abril de 2019 (Gosálvez, datos propios).



Figura 42. La laguna de la Inesperada llena de patos, fochas y flamencos el 30 de noviembre de 2010

La riqueza total provisional asciende a 70 especies aves acuáticas. Los taxones más abundantes y de presencia más regular son el ánade azulón, la gaviota reidora, la focha común y la cerceta común. El tarro blanco es invernante regular, con hasta 157 individuos. Destaca la presencia continuada de flamenco rosa (hasta 1425 en junio de 2014) y ocasional de chorlito gris, falaropo picogruoso y correlimos de Temminck (Gosálvez, datos propios).

Estas características hacen que la laguna tenga una valoración muy alta y que cuente con diferentes figuras de protección: Refugio de Fauna, Reserva Natural, Lugar de Interés Geológico, Geositio del Proyecto de Geoparque Volcanes de Calatrava. Ciudad Real, Humedal de Importancia Internacional (Convenio de Ramsar) y zona Natura 2000 (ZEC Lagunas volcánicas del Campo de Calatrava).

A pesar de estos reconocimientos, existen numerosos impactos que afectan a la conservación de esta excepcional laguna, entre las que destacan afecciones de los niveles freáticos por los numerosos pozos existentes en su entorno para la puesta en cultivo de pistachos, almendros y viñas en espaldera, vertidos habituales de aguas pluviales y ocasionales de agua residuales que está provocando una dulcificación y eutrofización de la laguna con repercusiones graves en la flora y vegetación halófila, en el plancton y en el bentos. Por otro lado, unas 13 has de la laguna se encuentran sepultadas bajo los escombros que sirvieron para rellenarla e instalar el polígono industrial y equipamientos municipales del núcleo de Pozuelo de Calatrava (Gosálvez, 2011).

A finales de 1980 la Junta de Comunidades desarrolló un plan de restauración (eliminación de residuos, plantación de tarays, instalación de una valla perimetral, observatorios, plataformas nidales e islas, compra de terrenos y dotación de un vigilante). Por último, se han producido episodios ocasionales de botulismo aviar en este enclave.



Casa de la Ciencia
CIUDAD REAL

**CONCEDE
CIENCIA**
volcans



**Universidad de
Castilla-La Mancha**

Referencias

Ancochea, E. 1983. *Evolución Espacial y Temporal del Volcanismo Reciente de España Central*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid, Madrid.

Ancochea, E. y Huertas, M.J. 2021. Radiometric ages and time-space distribution of volcanism in the Campo de Calatrava Volcanic Field (Iberian Peninsula). *Journal of Iberian Geology*, 47, 209-223. <https://link.springer.com/content/pdf/10.1007/s41513-021-00167-y.pdf>

Becerra-Ramírez, R. 2013. *Geomorfología y geopatrimonio de los volcanes magmáticos de la Región Volcánica del Campo de Calatrava*. Tesis doctoral. Universidad de Castilla-La Mancha, Ciudad Real.

Becerra-Ramírez, R., Gosálvez, R.U., Escobar, E., González, E., Serrano-Patón, M. y Guevara, D. 2020. Characterization and Geotourist Resources of the Campo de Calatrava Volcanic Region (Ciudad Real, Castilla-La Mancha, Spain) to Develop a UNESCO Global Geopark Project. *Geosciences*, 10 (11), 441. <https://doi.org/10.3390/geosciences10110441>

Becerra-Ramírez, R.; Dóniz-Páez, J.; González, E. 2022. Morphometric Analysis of Scoria Cones to Define the 'Volcano-Type' of the Campo de Calatrava Volcanic Region (Central Spain). *Land*, 11, 917. <https://doi.org/10.3390/land11060917>

Benítez-Navío, A. y Pulido-Bosch, A. 2010. Consideraciones hidrogeológicas sobre el Campo de Calatrava (Ciudad Real). En: González Cárdenas, E. et al. *Aportaciones Recientes en Volcanología, 2005-2008*. Centro de Estudios Calatravos, Ciudad Real. Pp. 83-89.

Bergamín, J.F., y Carbo, A. 1986. Discusión de modelos para la corteza y manto superior en la zona sur del área centro-ibérica, basados en anomalías gravimétricas. *Estudios Geológicos*, 42, 143-146.

Büchel, G. 1993: Maars of the Westeifel, Germany. En: Negendank, J.F.K. y Zolitschka, B. (eds.). *Paleolimnology of European Maar Lakes*. Springer-Verlag. Pp. 1-13.

Büttner, R., Dellino, P., La Volpe, L., Lorenz, V., y Zimanowski, B. 2002. Thermohydraulic explosions in phreatomagmatic eruptions as evidenced by the comparison between pyroclasts and products from Molten Fuel Coolant Interaction experiments. *Journal of Geophysical Research*, 107, B11-2277

Calvo, D., Barrancos, J., Padilla, G., Brito, M., Becerra Ramirez, R., Gosálvez Rey, R.U., Gonzalez Cardenas, E., Escobar Lahoz, E., Melián, G., Nolasco, D., Padrón, E., Marrero, R., Hernández, P.A. y Pérez, N. 2010. Emisión difusa de CO₂ en el Campo de Calatrava, Ciudad Real. En: González Cárdenas, E. et al. *Aportaciones Recientes en Volcanología, 2005-2008*. Centro de Estudios Calatravos, Ciudad Real. Pp. 51-56.

Carminati, E., Lustrino, M. y Doglioni, C. 2012. Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics*, 579, 173-192. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.026>

Cebriá Gómez, J.M. 2002: *Geoquímica de las rocas basálticas y leucititas de la región volcánica de Campo de Calatrava, España*. Tesis doctoral. UCM, Madrid.

Cebriá, J.M. y López-Ruiz, J. 2010. Modelos petrogenéticos y geodinámicos para el volcanismo del Campo de Calatrava. En González, E., Escobar, E., Becerra-Ramírez, R., Gosálvez, R., Dóniz-Páez, J. (Eds.). *Aportaciones Recientes en Volcanología, 2005-2008*. Centro de Estudios Calatravos: Almagro; pp. 45-49.

Cebriá, J.M., Martín-Escorza, C., López-Ruiz, J., Morán-Zenteno, D.J. y Martiny, B.M. 2011. Numerical recognition of alignments in monogenetic volcanic areas: Examples from the Michoacán-Guanajato Volcanic Field in Mexico and Calatrava in Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201, 73-82. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.07.016>

Crespo Zamorano, A. 1993: *Geología, mineralogía y génesis de los yacimientos de manganeso cobaltífero del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Tesis Doctoral, UCM, Madrid.

Crowe, B.M. y Fisher, R.V. 1973. Sedimentary structures in base-surge deposits with special reference to cross-bedding, Ubehebe craters, Death Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 663-682.

De Goër, A. (ed.). 1994. *Volcanology of the Chaîne des Puys*. Parc Natural Régional des Volcans d'Auvergne.

Doblas, M., López Ruiz, J., Hoyos, M., Martín, C. y Cebriá, J.M. 1991. Late cenozoic indentation/escape tectonics in the eastern betic cordilleras and its consequences on the iberian foreland. *Estudios geológicos*, 47, 193-205. <https://doi.org/10.3989/egeol.91473-4419>

Elío, J., Ortega, M.F., Nisi, B., Mazadiego, L.F., Vaselli, O., Caballero, J. y Grandi, F. 2015. CO₂ and Rn degassing from the natural analog of Campo de Calatrava (Spain): Implications for monitoring of CO₂ storage sites. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 32:1-14.

Escobar Lahoz, E. 2016. *Aprovechamiento de los recursos volcánicos: Mediterráneo central (Italia Peninsular), Mediterráneo occidental (Campo de Calatrava) y entorno Atlántico (Islas Canarias)*. Tesis doctoral. Universidad de Castilla-La Mancha, Ciudad Real.

<https://ruidera.uclm.es/xmlui/bitstream/handle/10578/10572/TESIS%20Escobar%20Lahoz.pdf?sequence=1&isAllowed=y>

Escobar Lahoz, E., Becerra Ramírez, R., Gosálvez Rey, R.U. y González Cárdenas, E. 2002. *Ciudad Real, magma y agua*. Editorial Serendipia, Ciudad Real.

Escobar, E., González, M.E., Becerra-Ramírez, R., Gosálvez, R.U. y Dóniz-Páez, F.J. 2017. Centro de interpretación del volcán Cerro Gordo como ejemplo de dinamización económica en el Campo de Calatrava (Ciudad Real, España). En Carcavilla, L. et al. (Eds.). *Patrimonio geológico, gestionando la parte abiótica del patrimonio natural*. Cuadernos del Museo Geominero, nº 21. IGME, Madrid. Pp. 467-473.

Galán, L., Vegas, J., Gallardo-Millán, J.L., Ruiz-Zapata, M.B., Gil-García, M.J., Ortiz, J.E., Moreno, L., García-Cortés, A. y Torres, T. 2012. Identificación de episodios climáticos fríos mediante el registro de susceptibilidad magnética en la secuencia lacustre del maar del Fuentillejo (Ciudad Real). *Geotemas*, 13, 699-702.

https://oa.upm.es/15862/1/INVE_MEM_2012_131272.pdf

Gallardo Millán, J.L. 2005: *Evolución geodinámica de las cuencas meridionales de Campo de Calatrava (Almódovar, Puertollano y Calzada) en relación con el volcanismo reciente*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Geológicas (UCM), Madrid.

Gata Maya, C. y Sánchez Vizcaíno, J. 2019. *Investigación geofísica de la explotación minera "San Carlos". Granátula de Cva.-Valenzuela de Cva. (Ciudad Real)*. Informe inédito. Gama Geofísica-CREA-UCLM-LafargeHolcim, Ciudad Real-Madrid.

Giggenbach, W. 1997: The Origin and Evolution of Fluids in Magmatic-Hydrothermal Systems. En Barnes, H.L. (ed.). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 3th Edition, John Wiley and Sons Inc. Publication. Pp. 737-796.

González Cárdenas, E. (1991): El deterioro del paisaje volcánico del Campo de Calatrava En: *XII Congreso Nacional de Geografía*. AGE, Valencia. Pp. 33-40

González, E. 1996. Secuencias eruptivas y formas de relieve en los volcanes del sector oriental del Campo de Calatrava (Macizo de Calatrava y flanco suroriental del Domo de Almagro, Ciudad Real). En González, E. y García, J.L., (eds). *Elementos del medio natural en la provincia de Ciudad Real*. Ediciones de la Universidad de Castilla-La Mancha, Cuenca. Pp. 163-200.

González, E. y Gosálvez, R.U. 2004. Nuevas aportaciones al conocimiento del hidrovulcanismo en el Campo de Calatrava (España). En: *Contribuciones Recientes Sobre Geomorfología*. SEG-CSIC, Madrid. Pp. 71-81.

González, E., Gosálvez, R., Becerra-Ramírez, R., Escobar, E. y Redondo García, M. 2008. Condiciones medioambientales en el holoceno medio del Campo de Calatrava oriental (Ciudad Real, España): Resultados Preliminares. En: Redondo García, M.M. et al. (eds.) *Avances en Biogeografía*. UCM, Ávila. Pp. 155-162.

González, E., Gosálvez, R., Becerra-Ramírez, R. y Escobar, E. 2007. Actividad eruptiva holocena en el Campo de Calatrava (Volcán Columba, Ciudad Real, España). En Lario, J. y Silva, G. (eds.) *Contribuciones al Estudio del Período Cuaternario*. Aequa, Ávila. Pp. 143-144.

González, E., Gosálvez, R.U., Escobar, E. y Becerra-Ramírez, R. 2013. *Volcanes. El latido del Campo de Calatrava*. Lafarge Cementos SAU, Villaluenga de la Sagra (Toledo).

González de Vallejo, L. 2002: *Ingeniería geológica*. Pearson/Prentice Hall, Londres.

Gosálvez, R.U. 2011. *Análisis biogeográfico de las lagunas volcánicas de la península Ibérica: bases científicas para su gestión*. Tesis doctoral, Universidad de Castilla-La Mancha, Ciudad Real.

<https://ruidera.uclm.es/xmlui/bitstream/handle/10578/3246/TEISIS%20Gosalvez%20Rey.pdf?sequence=1&isAllowed=y>

Gosálvez, R.U., Morales, M., Florín, M. y González, E. 2018. Campo de Calatrava, the largest number of maar lakes in continental Europe. En *Proceedings of the 7th International Maar Conference*, Olot, Spain, 21-25 Mayo. Pp. 204-205.

Gosálvez Rey, R.U., González Cárdenas, E., Becerra Ramírez, R. y Escobar Lahoz, E. 2020: Magma y agua, una mezcla explosiva, en Escobar Lahoz, E. et al. *Ciudad Real, magma y agua*. Editorial Serendipia, Ciudad Real. Pp. 133-210

Granet, M., Wilson, M. y Achauer, U. 1995. Imaging a mantle plume beneath the Massif Central (France). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 17, 1109-1112. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00174-B](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00174-B)

Granja, J.L., Vegas, R., Sentre, M.A., Muñoz-Martín, A. y Sainz- Maza, S. 2015. Gravity modelling of the lithosphere in the Calatrava Volcanic Province (Spain): Geodynamic implications. *Journal of Iberian Geology*, 41, 233-252. <https://eprints.ucm.es/id/eprint/33155/1/47617-88819-1-PB.pdf>

Henley, R.W. y Ellis, A.J. 1983. Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. *Earth Science Reviews*, 19(1),1-50.

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

Iniesta Castillo, P. 2017. *El medio natural de la Laguna de la Inesperada (Pozuelo de Calatrava, Ciudad Real)*. Trabajo Fin de Grado. UCLM, Ciudad Real.

Iniesta Castillo, P. y Gosálvez Rey, R.U. 2018. Mapa de formaciones vegetales del Humedal Ramsar Laguna de La Inesperada (Pozuelo de Calatrava, Ciudad Real, España), en Gosálvez Rey, R.U., et al. (coords.) *Bosque mediterráneo y humedales: paisaje, evolución y conservación: aportaciones desde la Biogeografía*, Tomo I, pp. 455-464.

INVOLCAN/GEOVOL. 2011. *Caracterización de la emisión de CO₂ a la atmósfera por el "géiser" de Bolaños de Calatrava*. Instituto Volcanológico de Canarias (INVOLCAN) y Grupo de Investigación GEOVOL, Tenerife.

Limón Montero, A. 1979. *Espejo cristalino de las Aguas de España*. Madrid. Edición Facsímil I.G.M.E.

López Gutiérrez, J. y Mejías Moreno, M. 2011. *Informe sobre las características geológicas e hidrogeológicas en el entorno de la surgencia de agua subterránea, en el término municipal de Bolaños de Calatrava (Ciudad Real)*. Inédito. IGME, Madrid.

López Ruiz, J., Cebriá, J.M., Doblás, M., Oyarzum, J., Hoyos, M., y Martín, C. 1993. Cenozoic intra-plate volcanism related to extensional tectonics at Calatrava, Central Iberia. *Journal of the Geological Society*, 150, 915-922

Melero, D. 2007. *Ciudad Real, tierra de hervideros, fuentes y baños de aguas minero-medicinales. Ciudad Real, España*: Ed. Diputación Provincial Ciudad Real, Ciudad Real

Molina, E. 1975. *Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*. Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana-CSIC, Madrid.

Moore, J.G. 1967. Base surge in recent volcanic eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 30, 335-363.

Navarrete Calvo, A.A. 2012. *Origen y comportamiento del CO₂ difuso del suelo en los sistemas geotérmicos de Juncalito (68°55'50"-8°38'20"W y 26°25'-26°31'30"S, región de Atacama) y Colpitas (69°29'30"-69°23'30"W y 17°50'30"S-18°S, región de Arica y Parinacota), Chile*. Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología (Universidad de Chile), Santiago de Chile.

Nisia, B, Vaselli, O., Elio, J., Giannini, L., Tassi, F., Guidi, M., Darrah, T.H., Maletic, E.L., Delgado Huertas, A. y Marchionni, S. 2019. The Campo de Calatrava Volcanic Field (central Spain): Fluid geochemistry in a CO₂-rich area. *Applied Geochemistry*, 102,153-170

Poblete Piedrabuena. M.A. 1989. Contribución al estudio geomorfológico de las costras ferromanganesíferas del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *XI Congreso Nacional de Geografía, Vol II. Comunicaciones*. AGE-UCLM, Madrid. Pp. 326-335

Poblete Piedrabuena, M.A. 1994. *El relieve volcánico del Campo de Calatrava* (Ciudad Real). Ed. Universidad de Oviedo y JCCM, Oviedo.

Poblete Piedrabuena, M.A., Martí, J., Beato, S., y Marino, J.L. 2019. Geomorphological evolution and chronology of the eruptive activity of the Columba and Cuevas volcanoes (Campo de Calatrava Volcanic Field, Ciudad Real, Central Spain). *Geomorphology*, 336, 52-64.

Sheridan, M.F. y Wohletz, K.H. 1981. Hydrovolcanic explosions: the systematics of water-pyroclast equilibrium. *Science*, 212, 1387-1389.

Siebert, L., Cottrell, E., Venzke, E. A., y Edwards, B.. 2015. Catalog of Earth's Documented Holocene Eruptions. En: Sigurdsson, H. (ed.). *The Encyclopedia of Volcanoes* (Second Edition). Academic Press, Amsterdam. Pp. 1367-1400. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.15002-3>.

Vaselli, O., Nisi, B., Tassi, F., Darrah, T., Bruno, J., Elio, J.M., Grandia, F. y Perez del Villar, L. 2013. Gas discharges for continental Spain: geochemical and isotopic features. *Mineralogical Magazine*, 77 (5), 2401.

Waters, A.C., y Fisher, R.V. 1971. Base surge and their deposits: Capelinhos and Talla Volcanoes. *Journal of Geophysical Research*, 76, 5596-5614.

Wohletz, K.H. 1993. Hidrovolcanismo. En Martí, J. y Araña, V. (eds.). *La Volcanología actual*. CSIC, Madrid. Pp. 99-193.

Web: Campo de Calatrava, Los volcanes. Elena González Cárdenas. GEOVOL-UCLM. <https://volcanescalatrava.web.uclm.es/>



Casa de la Ciencia
CIUDAD REAL

**CONCEDE
CIENCIA**
volcanes



**Universidad de
Castilla-La Mancha**



Casa de la Ciencia
CIUDAD REAL

CONCEDE
CIENCIA
volcanes



Universidad de
Castilla-La Mancha

CONCEDE CIENCIA volcanes

Viernes 24 de Nov. - 19:00 h.

**Resid. Universitaria
Sto. Tomás de Villanueva
C. San Francisco, 1 - C. Real**



ORGANIZA:



Casa de la Ciencia
CIUDAD REAL



GOBIERNO
DE ESPAÑA

MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACIÓN



Universidad de
Castilla-La Mancha

COLABORAN:



PROYECTO
GEOPARQUE
VOLCANES DE CALATRAVA
— CIUDAD REAL —

