

EL CAMPO VOLCÁNICO DE CALATRAVA

The volcanism of Campos de Calatrava

E. Ancochea (*)

RESUMEN:

En la región volcánica miocena-pliocena de Campos de Calatrava aparecen más de 200 centros volcánicos monogenéticos, cuya actividad ha sido esencialmente estromboliana y freatomagmática. Se trata de rocas alcalinas y ultraalcalinas y localmente ultrapotásicas.

ABSTRACT:

The Miocene-Pliocene volcanism of Campos de Calatrava consists of over 200 monogenetic volcanic centres which activity has been essentially strombolian and phreatomagmatic. It is composed by alkaline, ultraalkaline and ultrapotassic rocks.

Palabras clave: *vulcanismo, península ibérica, Campos de Calatrava, alcalino, ultralcalino.*

Keywords: *volcanism, Iberian Peninsula, Campos de Calatrava, alkaline, ultraalkaline.*

INTRODUCCIÓN

El Campo volcánico de Calatrava o Región Volcánica Central Española se extiende entre los Montes de Toledo y Sierra Morena, en la zona de borde de la cuenca manchega. Se trata de una región formada por unos 200 centros de emisión puntuales y dispersos, que se reparten por un área de 5000 km² (figura 1).

Las primeras referencias a la existencia de este vulcanismo son de la primera mitad del siglo XIX y corresponden a Maestre (1836 y 1844) y Ezquerro Del Bayo (1844). Es F. Hernández Pacheco quien, un siglo después, en 1932, proporciona una primera visión de conjunto de esta región volcánica, tanto de su distribución espacial, como de sus características petrológicas, vulcanológicas y cronológicas. Hay que esperar otros 50 años para que comience el estudio sistemático del vulcanismo, siendo el trabajo de Ancochea (1982) el que los sintetiza, dando a conocer nuevos centros volcánicos, revisando los aspectos vulcanológicos, geocronológicos y geoquímicos y desarrollando un modelo petrogenético. Con posterioridad, en algunas de las hojas MAGNA (Ramírez et al., 1984 y Portero et al. 1984) se realiza la revisión estratigráfica y cartográfica más completa, Cebriá (1992) precisa el modelo petrogenético y López-Ruiz et al. (1993) y Vegas y Rincón-Calero (1995) proponen modelos geodinámicos para el vulcanismo.

CARACTERÍSTICAS GENERALES

El relieve de la región se caracteriza por la presencia de sierras alargadas subparalelas de dirección esencial Este-Oeste, de altitud media 700-800

m, formadas por materiales paleozoicos, predominantemente cuarcíticos. Estas sierras separan depresiones, a veces cerradas. Otras, comunicadas con la llanura manchega, corresponden a antiforamas o sinformas de materiales paleozoicos o precámbricos y están rellenas habitualmente por espesores variables de materiales pliocenos y cuaternarios. La génesis de estas cuencas está en relación con la reactivación de fallas profundas del zócalo, sobre todo las de direcciones E-O a NE-SO (N 90° a N 30°) y las submeridianas (N160° a N150°). Sobre sus depósitos se encajan los principales ríos de la región.

La morfología volcánica es la que imprime un carácter especial a la zona, rompiendo la continuidad de las formas de origen estructural y de las superficies de erosión-depósito. Aunque en esta región no existen edificios volcánicos de grandes dimensiones, su forma y coloración han llamado la atención de los habitantes, que los han denominado "cabezos", "negrizales", "cerros", "hoyas", "navas", etcétera, toponimia a menudo matizada por precisiones: Cerro Gordo, Cerro Moreno, Cerro Carboneras, Loma del Negrizal, Hoya de la Nava....

El grado de conservación actual de los edificios no sólo depende de su antigüedad, ya que influyen también factores tales como la forma original, el volumen de material emitido, la composición del mismo, el lugar donde se ubican, etc. (Ancochea, 1982).

Los mecanismos eruptivos han sido esencialmente estrombolianos e hidromagmáticos. En el primer caso, se han formado normalmente pequeños conos piroclásticos hoy degradados a cerros redondeados. Sus diámetros son generalmente hecto-

(*) Dpto. Petrología y Geoquímica. Fac. CC. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid, España

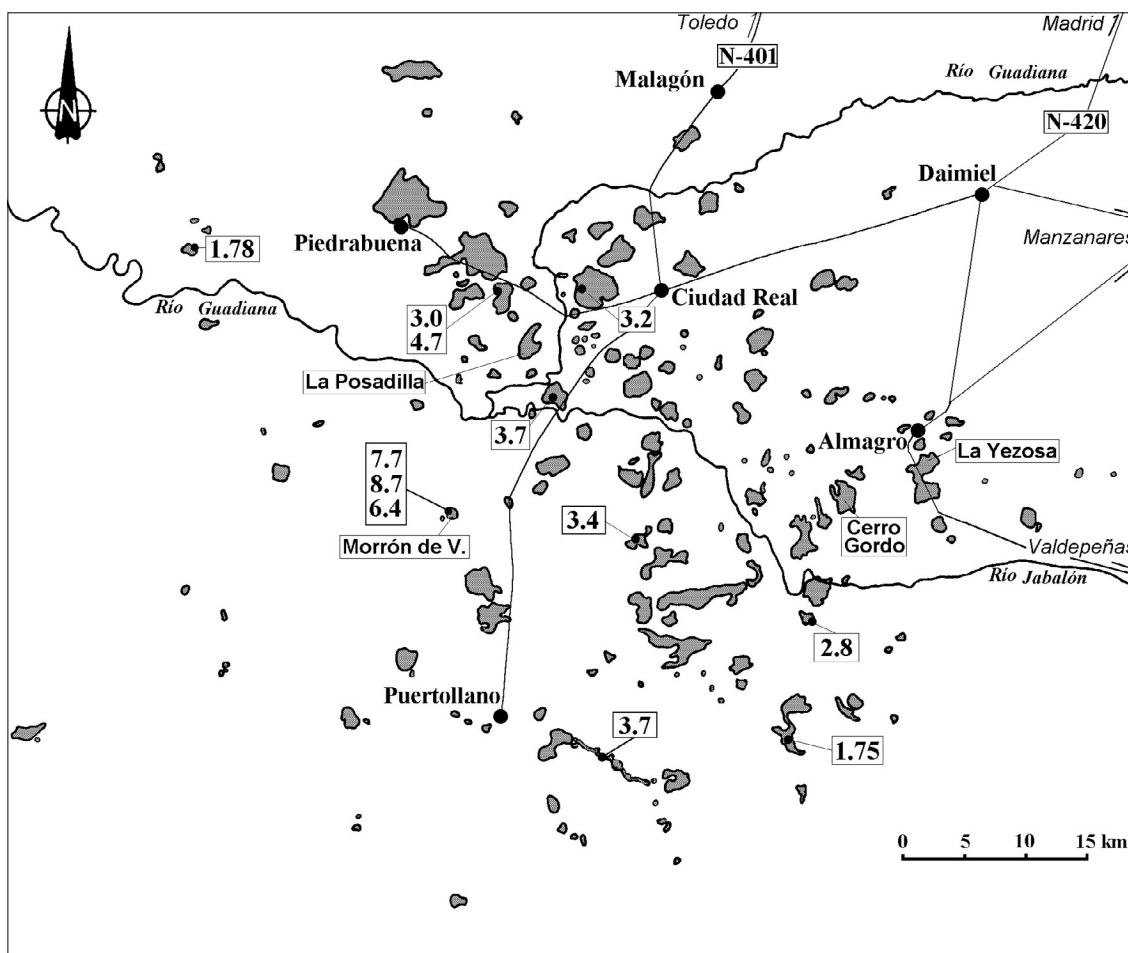


Figura 1. Distribución de los afloramientos de la región volcánica central española y edades radiométricas de los mismos (según Ancochea, 1982).

métricos, pudiendo llegar hasta cerca de 2 km; sus alturas oscilan entre 20 m y 120 m. Sólo en contadas ocasiones se conservan restos de una depresión de tipo cráter. De estos conos han partido coladas de diferente entidad, normalmente pequeñas, que alcanzan en los casos máximos los 6-7 km de longitud. No existen, por el contrario, edificios que se puedan atribuir con certeza a erupciones hawaianas, siendo la mayor parte de los centros a los que se atribuyó este origen edificios estrombolianos muy erosionados.

Las erupciones hidromagmáticas han tenido enorme importancia, constituyendo el 50% del total de edificios reconocidos. Han dado lugar a cráteres de explosión de tipo maar de 1 a 1,5 km de diámetro. Es frecuente que en la evolución volcanológica de un centro de emisión se sucedan momentos en los que la erupción es hidromagmática con otros de actividad estromboliana.

Pueden distinguirse dos tipos de edificios hidromagmáticos según tengan o no anillo de tobas conservado. Los cráteres de explosión sin depósitos de tobas asociados (o con escasos depósitos) constituyen depresiones cerradas de contornos circulares con diámetros próximos a los 300 m. y de bordes

relativamente suavizados por la erosión. Sus profundidades no superan los 30 m. Es frecuente que aparezcan en las sierras cuarcíticas.

Los cráteres de explosión con anillo de tobas conservado, los verdaderos maars, se disponen generalmente sobre la superficie inferior de la llanura manchega o adosados a los relieves paleozoicos. Consisten en un cráter o suave depresión, situada en ocasiones bajo el nivel general del suelo, y un anillo, que las rodea total o parcialmente, constituido por la acumulación de los piroclastos expulsados en las explosiones. Son de contornos subcirculares o subelípticos. Los diámetros de la depresión interna oscilan entre 250 m y 1.300 m, con tamaños medios más frecuentes de 700 x 450 m. Los anillos de tobas tienen pendiente suave, aunque más acusada hacia el interior, su diámetro varía entre 400 m y 2.200 m, con valores medios y más normales de 1.100 x 850m. La altura del anillo tobáceo respecto al punto más deprimido no suele sobrepasar los 20 m. En los fondos de los cráteres aparecen depresiones cerradas, potencialmente encharcables, que han dado lugar a zonas endorreicas o semiendorreicas, alguna de ellas con depósitos evaporíticos y salinos.

EDAD DEL VULCANISMO

De acuerdo con las dataciones radiométricas efectuadas (Ancochea et al, 1979; Ancochea, 1982 y Bonadonna y Villa, 1984) el vulcanismo de los Campos de Calatrava se desarrolla al menos en dos fases. La primera y menos importante, tiene carácter ultrapotásico, ocupa el centro de la región volcánica y su edad se sitúa entre 8,7 ($\pm 0,9$) y 6,4 ($\pm 0,2$) millones de años. La o las segundas fases dan lugar a un vulcanismo alcalino y ultraalcalino y tienen edades entre 3,7 ($\pm 0,7$) Ma y 1,75 ($\pm 0,4$) Ma. Los edificios mejor conservados son sincrónicos y posteriores al depósito de las unidades detrítico-carbonatadas del Plioceno superior (Villafrankense inferior y medio basal, Ramírez et al. 1984 y Portero et al. 1984). En la zona central de la región (Ciudad Real y Almagro) también se observa que la superficie de erosión del límite plioleistoceno está perforada y deformada por numerosos edificios volcánicos.

Se trata pues de un vulcanismo de edad entre Mioceno superior-Pleistoceno inferior, aunque la fase más importante del mismo debe corresponder al intervalo Plioceno superior-Pleistoceno inferior.

NATURALEZA DE LOS PRODUCTOS

Los magmas que han hecho erupción corresponden a tipos básicos alcalinos, a grandes rasgos basálticos, aunque dentro de ellos pueden distinguirse, en orden decreciente de basicidad: melilitas olivínicas, nefelinitas olivínicas, basanitas y basaltos alcalinos. Además, en un único afloramiento —el Morrón de Villamayor— aparecen rocas ultrapotásicas: leucititas olivínicas. Todos ellos corresponden a tipos magmáticos primitivos o escasamente evolucionados, sin que existan rocas diferenciadas importantes.

Dentro del total de centros de emisión, los basaltos, nefelinitas y melilitas aparecen en proporciones crecientes (27%, 28% y 31% respectivamente), las limburgitas constituyen algo más del 10% y las leucititas menos del 1%. Los afloramientos basálticos suelen ser más grandes, siendo también los menos frecuentes; su área de dispersión es también la menor, ocupando las partes centrales de la región. Nefelinitas y melilitas se distribuyen en áreas cada vez mayores y que abarcan a las anteriores.

La ausencia de tipos evolucionados, el que los edificios sean en su práctica totalidad monogenéticos y la presencia de enclaves ultramáficos indican un ascenso rápido del magma desde zonas de generación mantélica y que no han debido existir cámaras magmáticas de entidad.

A la escala macro o mesoscópica las diferencias entre los distintos tipos composicionales son prácticamente inexistentes o inapreciables (ligera diferencia en la coloración en muestra de mano), siendo éstas sólo importantes microscópicamente.

Desde el punto de vista petrográfico pueden distinguirse dos grandes grupos: por un lado las rocas

masivas y piroclásticas de caída y por otro las rocas piroclásticas de origen hidromagmático. Las diferencias entre este segundo grupo y el primero son, por una parte texturales y por otra composicionales, ya que estas últimas poseen gran cantidad de fragmentos accidentales. Sin embargo, para los fragmentos volcánicos, las descripciones de las tipologías rocosas son a grandes rasgos válidas para todos los grupos.

La mayor parte de las rocas son porfídicas, con matriz de microcristalina a vítrea y fenocristales de olivino fosterítico o de olivino y augita. La matriz está formada en todos los casos por microcristales de augita, óxidos de hierro y titanio y olivino; además puede haber plagioclasa, feldespatoides, melilita y proporciones variables de vidrio.

Las diferencias entre unos tipos litológicos y otros radican fundamentalmente en la naturaleza o presencia de feldespatos, feldespatoides y melilita, siendo estas fases las que se utilizan para la clasificación de los distintos tipos composicionales. Si sólo contienen plagioclasa: *basaltos*; si sólo poseen feldespatoides sin plagioclasa, según la naturaleza de éste: *nefelinitas olivínicas* o *leucititas olivínicas*, si tienen melilita: *melilititas olivínicas*. Si tienen plagioclasa y feldespatoides: *basanitas* y no tienen feldespatos, ni feldespatoides, ni melilita: *limburgitas*. No existen basanitas modales, es decir con plagioclasa y feldespatoides, aunque sí son frecuentes desde el punto de vista químico. La nefelina aparece sola o acompañando a leucita o a melilita.

Ocasionalmente aparece flogopita y anfíbol y como accesorio característico de las melilitas olivínicas perovskita. En todas las litologías son frecuentes las amígdalas rellenas de carbonatos y en ocasiones de ceolitas.

Depósitos hidromagmáticos

Se trata normalmente de depósitos bien estratificados en los que se pueden distinguir facies “planares” con laminación paralela y facies con estratificación cruzada. Tanto unas como otras están ocasionalmente deformadas por el impacto de bombas, normalmente no volcánicas.

Composicionalmente se trata de tobas líticas o lítico-cristalinas, poco consolidadas y heterométricas, en las que predominan los fragmentos accidentales de rocas paleozoicas o terciarias, siendo menos frecuentes los componentes volcánicos cogenéticos (como anfíboles, olivinos, piroxenos) o accidentales arrastrados por el magma desde el manto (enclaves ultramáficos). Su granulometría es muy variable, siendo en general muy heterométricas. La proporción relativa entre fragmentos volcánicos y no volcánicos es muy variable, en general los no volcánicos suelen ser muy frecuentes, normalmente los más abundantes, pudiendo llegar a ser casi los exclusivos. El cemento suele estar constituido por una ceniza muy fina, más o menos argilitizada y carbonatada.

Los fragmentos no volcánicos, claramente accidentales, suelen ser de composición parecida para

cada volcán, pero pueden ser muy distintos de uno a otro edificio. Reflejan el nivel donde tiene lugar la explosión hidromagmática, que lógicamente en esta región será la mayor parte de las veces en materiales paleozoicos o precámbricos o en depósitos pliocuaternarios. De ahí que la naturaleza de estos fragmentos sea, en la mayor parte de los casos, cuarcítica o pizarrosa. Son también comunes, dentro de los fragmentos no volcánicos, los de rocas ultramáficas: normalmente peridotitas con espinela y en ocasiones con anfíbol.

Composición química

Se trata siempre de rocas claramente subsaturadas, con olivino y nefelina normativos. En la tabla 1 se incluyen las composiciones químicas medias de los distintos tipos rocosos y la media de sus características normativas (Ancochea e Ibarrola, 1982).

Desde el punto de vista geoquímico pueden distinguirse dos grandes grupos de rocas: por un lado leucititas olivínicas y, por otro, el resto. En este segundo grupo de rocas el paso de unas a otras (basalto-basanita-nefelinita olivínica-melilitita olivínica) se produce con disminución de SiO_2 y Al_2O_3 y con aumento de Mg, Ca, P, Mn y la mayoría de los elementos menores incompatibles (Ba, Ce, La, Nb, Rb, Sr, Y, Zr), Na y Ti presentan un máximo en los términos intermedios y Fe_{TOTAL} y Rb permanecen constantes (tabla 1).

ORIGEN DEL VULCANISMO Y PETROGÉNESIS

El origen del vulcanismo de Campos de Calatrava ha de relacionarse con el de otros vulcanismos similares, aunque de escasa entidad, de la península; en concreto con los de Cofrentes, Picasent y Colombres. Todos tiene una edad parecida, una com-

posición análoga y se sitúan en una banda paralela a las Béticas, a 100-150 km de distancia. Esta situación permite suponer (Ancochea, 1982) que se trata de un fenómeno asociado a la formación de las béticas, pero que solamente tiene lugar en determinados puntos por condicionantes bien tectónicos, bien composicionales (p.e. manto anómalo local).

Para algunos autores su origen puede estar relacionado con la existencia de un punto caliente asociado a procesos de elevación cortical y posiblemente de "rifting" abortado (Ancochea, 1982, López Ruiz et al. 1993).

Portero et al. (1984) indican que el emplazamiento de las unidades subbéticas durante el inicio del Mioceno superior podrían inducir la deformación isostática y flexión de la corteza del límite meridional de la Meseta. Esta deformación y hundimiento de la corteza en dicho sector se traduciría en la aparición de una protuberancia cortical en el antepaís (Meseta) situada a unos pocos cientos de kilómetros de los depocentros. Con este mecanismo se justificaría el ascenso de la astenosfera a partir del Mioceno superior, localizado en una banda que pasando por el Campo de Calatrava, sería subparalela al frente de la Cordillera Bética. Las condiciones locales del manto y la situación también local de los campos de esfuerzos y accidentes preexistentes en relación con las fases tectónicas posteriores (Iberomanchegas), podrían explicar la discontinuidad zonal y temporal del vulcanismo Plioceno y Cuaternario de las regiones Central y Levantina españolas.

Más recientemente Vegas y Rincón-Calero (1995) a partir del análisis poblacional de fallas y diaclasas desarrollan un modelo de deformación neotectónica para la zona en el que descartan para el vulcanismo un origen extensional o de "rifting abortado" y proponen un proceso flexural de la litosfera en régimen compresivo débil, mediante el cual el manto ascendería, fundiendo parcialmente.

Tabla 1.- Composición media de los principales tipos rocosos (%) (Ancochea e Ibarrola, 1982).

	Basaltos	Basanitas	Nefelinitas olivínicas	Melilititas olivínicas	Leucititas olivínicas
SiO_2	44,32	43,01	40,14	37,29	44,40
Al_2O_3	12,06	11,94	11,67	10,44	10,93
Fe_2O_3	4,88	5,54	5,50	5,58	5,36
FeO	6,37	5,85	5,92	6,00	3,98
MgO	10,33	10,74	11,86	13,25	11,79
CaO	11,43	11,87	13,44	15,37	12,33
Na_2O	2,63	3,26	3,23	2,87	2,42
K_2O	1,18	1,08	1,02	1,37	3,73
MnO	0,16	0,18	0,18	0,21	0,16
TiO_2	3,04	3,09	3,35	3,06	2,27
P_2O_5	0,73	0,78	1,02	1,34	1,14
H_2O	2,45	2,21	2,49	2,49	1,52
Total	99,58	99,55	99,82	99,27	100,03

La presencia de enclaves ultramáficos y las características geoquímicas de estas rocas (elevado contenido en Ni, alto valor-Mg) indica que estos magmas son claramente de origen mantélico y en muchos casos primarios. La mayor parte de la variabilidad composicional existente es debida a diferencias en los procesos de fusión, siendo los procesos de diferenciación de escasa entidad. Cada uno de los tipos magmáticos considerados procede de magmas primarios diferentes y ninguno de ellos procede de otro por procesos de diferenciación (Ancochea, 1982). Un modelo de fusión parcial en equilibrio de una peridotita granatífera enriquecida explica las características geoquímicas de los distintos grupos de rocas.

Los datos experimentales en rocas similares (por ejemplo Frey et al., 1978) permiten suponer para estas rocas condiciones de formación semejantes, es decir 27 a 30 kb. de presión, 1.150-1.250° C con contenidos elevados de H₂O en el manto y, en el caso de las melilitas olivínicas, además CO₂ en proporciones importantes. El paso melilitas olivínicas, nefelinitas olivínicas, basanitas, basaltos olivínicos alcalinos, podría asimismo reflejar una disminución de la profundidad de generación.

La zonación espacial de los tipos composicionales puede explicarse en un modelo en el que, en un principio, el grado de fusión, relativamente bajo, daría lugar esencialmente a melilitas olivínicas y nefelinitas olivínicas. El proceso seguiría con un ascenso de las isothermas (de la astenosfera) y con un aumento del grado de fusión parcial que da lugar en las zonas centrales del Campo de Calatrava a basaltos olivínicos y basanitas. La atenuación y profundización hacia los bordes de la anomalía térmica, daría lugar en las zonas periféricas a menores grados de fusión y por consiguiente a magmas melilitíticos olivínicos y nefeliniticos olivínicos (Ancochea, 1982). Datos paleomagnéticos recientes parecen indicar además la existencia de una cierta migración de la actividad hacia el NE (Bogalo et al., 1994 y Gallardo, com.per.)

AFLORAMIENTOS A VISITAR

Los volcanes del Campo de Calatrava, a pesar de ser conocidos desde antiguo, tanto a nivel científico como por los habitantes de la zona, no ha sido tema de interés de las autoridades políticas hasta hace poco tiempo. Es en 1999 cuando aparecen los primeros decretos de la comunidad de Castilla – La Mancha para la protección de los volcanes. Estos decretos constituyen un importante avance, pero se limitan a la protección de muy pocos volcanes: el volcán de La Posadilla (Decreto 207/1999), el de Los Castillejos de Bienvenida (Decreto 208/1999), el volcán de Michos (Decreto 209/1999), el volcán de la Hoya de Cervera (Decreto 210/1999) y Laguna de la Alberquilla de Mestanza (Decreto 211/1999).

Una selección de volcanes representativos a visitar debería seguramente incluir a estos volcanes protegidos, de los que se puede encontrar in-

formación en los propios decretos (DOCM nº64 de 8 de octubre de 1999, 7597-7617). Estos cinco volcanes constituyen excelentes ejemplos del vulcanismo de la zona, pero se trata esencialmente de lagunas de origen hidromagmático y, aunque espectaculares, representan sólo de una parte de la variedad vulcanológica y litológica de la región. Por otra parte, se trata de afloramientos muy separados unos de otros y no siempre de fácil acceso, por lo que no pueden ser visitados todos en una viaje rápido.

Una visita representativa debería incluir afloramientos en los que se encuentren tanto los tipos litológicos más característicos (melilitas olivínicas, nefelinitas olivínicas y leucitas olivínicas), como los diferentes tipos de mecanismos eruptivos (estrombolianos e hidromagmáticos) y sus morfologías volcánicas correspondientes (conos estrombolianos y coladas asociadas, cráteres hidromagmáticos en zonas de relieve acusado y en zonas de llanura, chimeneas volcánicas).

En esa posible selección podría incluirse el volcán y la Laguna de *La Posadilla* (Hoja 784 del MTN y de MAGNA), uno de los volcanes protegidos, y en el que se puede observar un edificio estromboliano de nefelinitas olivínicas y un espectacular maar asociado, con sus depósitos característicos que forman un anillo de tobas incompleto, desarrollado sobre todo en la parte Sur del cráter y canalizándose por un valle que descien- de hacia Alcolea de Calatrava.

Un excelente ejemplo de volcán estromboliano es el de *La Yezosa* (fig.2). Se encuentra situado en la sierra de cuarcitas que limita por el Sur la subcuenca de Almagro (Hoja 785), formando parte de una alineación volcánica que se dispone a lo largo de toda esa sierra. El volcán de la Yezosa alcanza los 858 m de altitud, alzándose más de 150 m por encima de la altitud habitual de la sierra cuarcítica, destacando sensiblemente en el paisaje.

Se trata de un volcán de melilita olivínica, cuya actividad ha dado lugar a un cono piroclástico, en el que aún parece apreciarse una morfología cratérica. De ese volcán han salido materiales lávicos. Unos han corrido hacia el O-NO, siendo detenido su avance por barreras de cuarcita, que han impedido que la lava descendiera hacia el valle de Almagro, ocasionando su estancamiento. Consecuencia de ello es el que en esa zona la colada alcanza un espesor notable (> 6 m), lo que no es nada frecuente en esta región. Otra colada ha avanzado hacia el SO, encajándose en un collado de cuarcitas y descendiendo hacia el valle de Moral de Calatrava, en la que se ha derramado en forma de abanico.

El volcán de la Yezosa ha sido objeto de intensa explotación, sus piroclastos son explotados hoy día todavía, mientras que las canteras de la colada del O-NO son en la actualidad un basurero. Las canteras constituyen cortes de gran valor didáctico, y permiten el análisis de depósitos estrombolianos típicos.

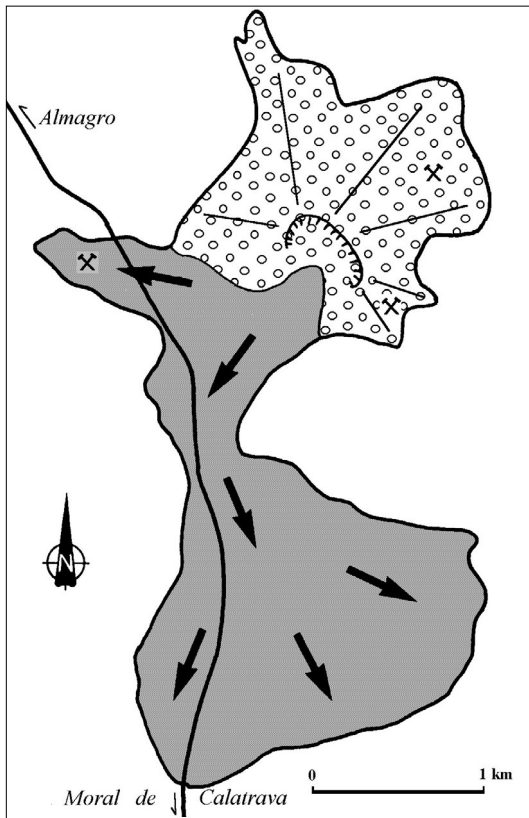


Figura 2. Volcán de la Yezosa.

El volcán de *Cerro Gordo* (Hojas 785 y 811) está situado en la misma sierra cuarcítica que el de La Yezosa, al SO de Almagro (fig.3). Forma parte de una alineación de volcanes situados según una fractura de dirección NNE-SSO, todos ellos de composición nefelinítica olivínica, que posiblemente han hecho erupción en el mismo momento.

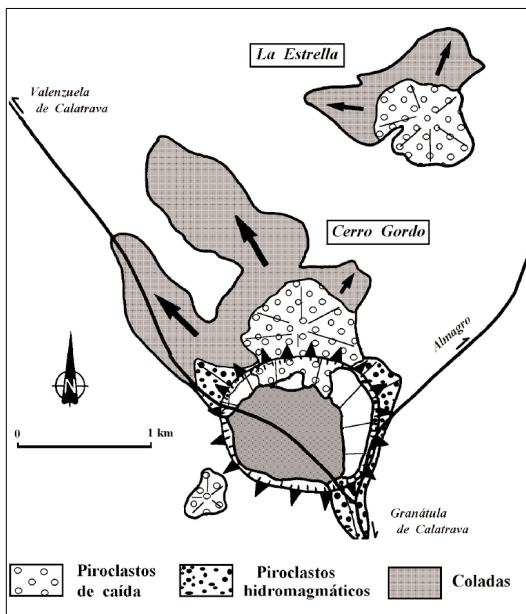


Figura 3. Volcanes de Cerro Gordo y de la Estrella.

El volcán más importante de la alineación es el de Cerro Gordo. En él la actividad se inicia como estromboliana y concluye como hidromagmática. La primera fase de la erupción dió lugar a un cono de piroclastos y a productos lávicos que descendieron hacia el NO, al valle de Almagro, dando lugar a dos lenguas principales separadas por relieves cuarcíticos.

La segunda fase eruptiva fue hidromagmática, generándose un cráter de explosión que cortó la sierra de cuarcita y el sector sur del edificio anterior. En las zonas del borde del cráter más bajas topográficamente se han depositado tobas hidromagmáticas, en las que destaca la presencia esporádica de enclaves peridotíticos mantélicos. En las zonas más elevadas del borde los depósitos fueron de escasa entidad y han sido erosionados en su mayor parte.

El *Morrón de Villamayor* (Hoja 810) es un afloramiento singular dentro de la región volcánica (fig. 4). Es el centro más antiguo, con una edad mal definida, entre 6 y 8 Ma, claramente anterior al resto de los volcanes de la región y coetáneo, a grandes rasgos, con el otro vulcanismo ultrapotásico español: el lamproítico. Su singularidad composicional: la única leucitita olivínica de la península ibérica y una de las pocas de Europa, le confieren un valor adicional, que no ha sido tenido en cuenta cuando se explotó, para su utilización en la construcción del AVE.

Debe su nombre a su forma, una especie de pirámide, que como en otros volcanes situados en las sierras cuarcíticas, destaca en el horizonte desde muchos puntos de la zona. En la actualidad se conservan esencialmente productos masivos de lo que fue el conducto de emisión y tal vez algún derrame lávico. Al SE del afloramiento principal aparecen otros dos pequeños afloramientos, posibles restos de conductos de emisión secundarios.

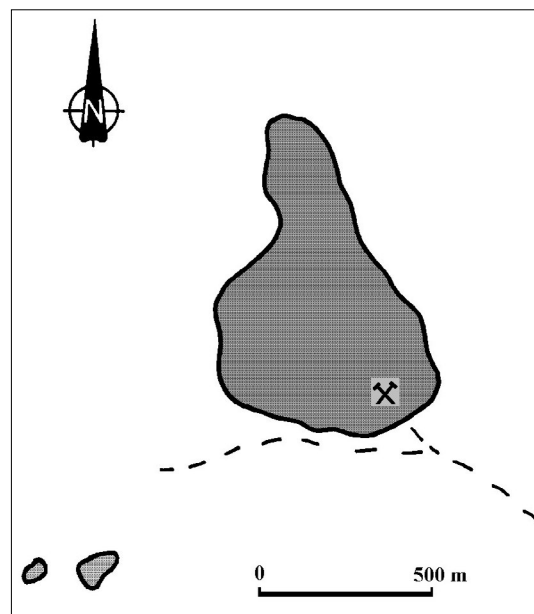


Figura 4. Morrón de Villamayor.

BIBLIOGRAFÍA

- Ancochea, E. (1982). *Evolución espacial y temporal del vulcanismo reciente de España Central*. Tesis doctoral, Univ. Complutense. Madrid. Col. Tesis doctorales UCM, 203/83, 675 pp.
- Ancochea, E. (1984). Magmas primarios y diferenciados de la región volcánica central española. *Rev. Mat. Proc. Geol.* II, 115-133.
- Ancochea, E.; Giuliani, A. y Villa, I. (1979). Edades radiométricas KAr del vulcanismo de la Región Central Española. *Estud. Geol.* 35,131-135.
- Ancochea, E. y Del Moro, A. (1981). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Ratios of basaltic rocks from Campos de Calatrava (Central Spain). *Estud. Geol.* 37,27-33.
- Ancochea, E. e Ibarrola, E. (1982). Caracterización geoquímica del vulcanismo de la región volcánica central española. *Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat. (Geol.)* 80,57-88.
- Bogalo, M.F.; Osete, M.L.; Ancochea, E. y Villalaín, J.J. (1994). Estudio paleomagnético del vulcanismo de Campos de Calatrava. *Geogaceta*, 15,109-112.
- Cebriá, J.M. (1992). Geoquímica de las rocas basálticas y leucíticas de la región volcánica de Campo de Calatrava, España. Tesis Doctoral. Universidad Complutense.
- Ezquerro Del Bayo, J. (1844). *Basaltos*. Semanario Pintoresco español. Madrid.
- Frey, F.A.; Green, D.H., y Roy, S.D. (1978). Integrated models of basalts petrogenesis. A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from Suth Eastern Australia, utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrology*, 19, 463-513.
- Hernández Pacheco, F. (1932). Estudio de la región volcánica central de España. *Mem. Acad. Ciencias Ex. Fis. Nat.* 3, 235 pp.
- López-Ruiz, J.; Cebriá, J.M.; Doblas, M.; Oyarzun, R., Hoyos, M.; Martín, C. (1993). Cenozoic intra-plate volcanism related to extensional tectonics at Calatrava, central Iberia. *J.Geol.Soc. London* 150, 915-922.
- Maestre, A. (1836). Nota sobre las formaciones basálticas de La Mancha. *Neues. Jahebuch*.
- Maestre, A. (1844). Observaciones acerca de los terrenos volcánicos de la Peninsula. *Bol. Oficial Minas*, 103, 117-119.
- Portero, J.M.; Ramírez, J.I.; Ancochea, E. y Pérez González, A. (1984). Mapa Geológico de España 1:50.000 (MAGNA). HOJA 784 Ciudad Real I.G.M.E. 101 pp.
- Ramírez, J.L.; Ancochea, E. y Pérez González, A. (1984). Mapa Geológico de España 1:50.000 (MAGNA). HOJA 785 Almagro I.G.M.E.; 72 pp.
- Vegas, R. y Rincón-Calero, P.J. (1995). Campos de esfuerzos, deformación alpina y vulcanismo neógeno-cuaternario asociado en el antepaís bético de la provincia de Ciudad Real (España central). *Geogaceta*, 19, 31-34. ■