

MIGUEL ANGEL POBLETE PIEDRABUENA

Departamento de Geografía. Universidad de Oviedo

MORFOLOGIA DE LOS CRATERES EXPLOSIVOS PLIOCENOS DEL CAMPO DE CALATRAVA (CIUDAD REAL): SUBCUENCA DE CORRAL DE CALATRAVA-POBLETE Y DE ALCOLEA DE CALATRAVA

RESUMEN - RÉSUMÉ - ABSTRACT

Se estudia la secuencia morfoeruptiva acaecida en el Campo de Calatrava durante el período de sedimentación neógena. El análisis geomorfológico y volcanoestratigráfico permite distinguir tres etapas volcánicas, con desigual resultado morfológico. Así, de las dos primeras de tipo freatomagmático sólo la segunda, correspondiente al límite entre el Plioceno inferior y superior, ha originado *maars*; mientras que de la primera, originada a fines del Mioceno superior y comienzos del Plioceno inferior, se conservan exclusivamente depósitos freatomagmáticos. Por el contrario, el último episodio (Villafranchiense inferior o medio) edifica volcanes de tipo estromboliano.

* * *

Morphologie des maars pliocènes du Campo de Calatrava (Ciudad Real): sous-bassins de Corral de Calatrava-Poblete et de Alcolea de Calatrava. - La séquence morphoéruptive, correspondante à la période sédimentaire Néogène, est étudiée dans cet article. L'analyse géomorphologique et volcano-stratigraphique permet de distinguer trois étapes volcaniques différenciées d'un point de vue morphologique. Ainsi, des deux premières de type phréatomagmatique, seulement la seconde est à l'origine des *maars* et elle correspond à la limite entre le Pliocène inférieur et supérieur; tandis que des dépôts phréatomagmatiques de la première étape, datés de la fin du Miocène supérieur et début du Pliocène inférieur, sont les seuls à être conservés. Le dernier épisode (Villafranchien inférieur et moyen) a construit des volcans de type strombolien.

* * *

Morphology of the pliocene maars of the Campo de Calatrava (Ciudad Real): sub-bassins of Corral de Calatrava-Poblete and Alcolea de Calatrava. - The morphoeruptive sequence corresponding to the sedimentary Neogene period is studied on these pages. The geomorphological and volcanostratigraphic analyse allows to distinguish three differentiated volcanic stages from a morphological point of view. The first and second stages have a phreatomagmatic origin, but only the second one originate *maars* and correspond to the limit between the low and upper Pliocene. The only episode conserved from the first stage is registred on the phreatomagmatic deposit dated from the upper Miocene and lower Pliocene. The last episod has built strombolian volcanoes (lower and middle Villafranchian).

PALABRAS CLAVE: Geomorfología volcánica, maar, freatomagmatismo, secuencia eruptiva, volcanoestratigrafía, Plioceno, Campo de Calatrava.

MOTS CLÉ: Géomorphologie volcanique, maar, phréatomagmatism, séquence morphoéruptive, volcanostratigraphie, Pliocène, Campo de Calatrava.

KEY WORDS: Volcanic geomorphology, maar, phreatomagmatism, eruptive sequence, volcanostratigraphy, Pliocene, Campo de Calatrava.

El objetivo de este trabajo es el análisis morfológico de seis cráteres explosivos o *maars*¹ de edad pliocena ubicados en las subcuencas neógenas de Corral de Calatrava-Poblete y especialmente en la de Alcolea de Calatrava. Se trata de los cráteres

explosivos de las Higuieruelas (conocido por su importante yacimiento paleontológico datado en el Villafranchiense inferior), de Benavente y Galiana (cruzado por la carretera N-430); además de los de Cantarranas, Corrales y La Encomienda.

¹ Durante las últimas tres décadas el término *maar* ha sido objeto de un intenso debate, concerniente a la amplia variedad de acepciones que se le han atribuido en la literatura geomorfológica

y volcanológica. De voz popular de origen alemán, concretamente de un dialecto de la zona del Rhin, que designa únicamente a los lagos que ocupan cráteres volcánicos en la

Su estudio es interesante no sólo por ser las únicas formas volcánicas de edad pliocena que se conservan en este área, sino también porque puede contribuir a esclarecer cuáles han sido las diversas etapas eruptivas acontecidas durante el período de sedimentación neógena. Tanto más cuanto que dichos cráteres no están citados ni han sido considerados como tales desde el punto de vista morfológico en ninguna de las investigaciones realizadas con anterioridad sobre esta zona volcánica (HERNANDEZ-PACHECO, 1932; MOLINA, 1974 y 1975; ANCOCHEA, 1983; HOYOS et al., 1986; IGME, 1988).

I. INTRODUCCION: DELIMITACION Y RASGOS GENERALES

Los cráteres explosivos pliocenos de las subcuencas de Alcolea y Corral-Poblete se localizan en el sector central del Campo de Calatrava. Este conforma una unidad morfoestructural dentro del borde meridional de la Submeseta Sur, cuyo rasgo distintivo es la presencia de un relieve volcánico de más de 2.000 km². No obstante, aún configurando el núcleo principal y más importante de la región volcánica de Ciudad Real, no todos los volcanes se inscriben dentro de aquél. En efecto, hay un número considerable de edificios volcánicos repartidos entre otras unidades morfoestructurales tales como el Valle de Alcudia, La Mancha, Montes de Toledo y Los Montes.

Los límites del Campo de Calatrava están perfilados al N y NO por las estribaciones meridionales de los Montes de Toledo; en dirección meridional, lo cierran los valles del Ojailén y de Alcudia, y al nordeste y levante La Mancha y el Campo de Montiel respectivamente. Sin embargo, su límite nororiental sigue suscitando problemas. Así, por ejemplo, algunos geólogos (PEREZ, 1989) llegan a identificar impropriamente como llanura manchega occidental al espacio constituido por las cuencas pliocenas de Ciudad Real, Poblete, etc., cuando éstas participan en todos sus rasgos de las características morfoestructurales propias del Campo de Calatrava. Es conveniente, por tanto, deslindar el borde nororiental del Campo de Calatrava y, en suma, el área occidental de La Mancha en torno a las serratas cuarcíticas, definidas de un lado por Turón, la

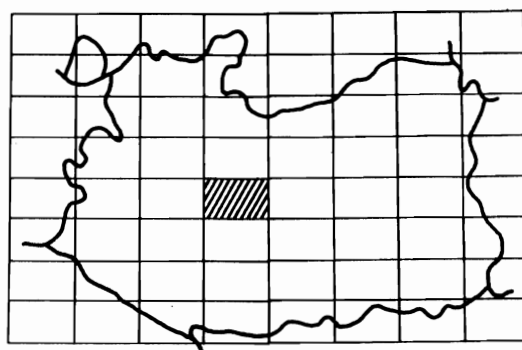


Fig. 1. Localización de las subcuencas neógenas del sector central del Campo de Calatrava.

Dehesa y La Atalaya, entre Carrión de Calatrava y Ciudad Real; y de otro, por la Sierra de Lucía y de Miguelturra, entre Carrión de Calatrava y Miguelturra.

En cuanto a la actividad volcánica del Campo de Calatrava, cuyo desarrollo es discontinuo en el tiempo, se han distinguido por el momento dos etapas eruptivas generalizadas: una iniciada en el Mioceno superior (de 8,5 a 6,5 millones de años), de escasas dimensiones y de carácter ultrapotásico (leucitas olivínicas); y otra de mayor trascendencia morfológica que se prolonga desde el Plioceno inferior (4,5 millones de años) hasta el Pleistoceno inferior-medio (ANCOCHEA, 1983). Los materiales volcánicos emitidos son muy homogéneos desde el punto de vista litológico dada la falta de procesos de diferenciación magmática, con presencia exclusiva de productos ultrabásicos y básicos alcalinos, distribuidos espacialmente en torno a bandas. Así,

región alemana de Eiffel, ha pasado a emplearse como un término técnico con significados muy diversos, poco precisos y confusos (la locución *maar* puede sugerir desde un anillo tobáceo, un lago volcánico, un volcán incipiente, e incluso, una forma resultante de una explosión volcánica, etc.).

En este trabajo seguimos la tradición francesa en la que tanto volcanólogos como geomorfólogos emplean indistintamente y, por tanto, como sinónimos los términos *maar* y *cráter de explosión* (TRICART, 1968; BOUT, 1970; 1972; 1974; BOIVIN et al., 1982; BATTISTINI, 1989, etc.). La definición más al uso de ambos términos es la de un cráter volcánico labrado por debajo de la superficie topográfica, a partir de una

erupción muy explosiva de tipo freatomagmático o freático. La depresión volcánica (de varias decenas a un millar de metros de diámetro) suele estar rodeada de un borde de materiales freatomagmáticos, formado por brechas explosivas y oleadas piroclásticas basales, abundando más los fragmentos de la roca caja que los volcánicos juveniles. Las oleadas son depositadas por una nube eruptiva anular (*base surge*) que transporta los materiales en suspensión (fluidización), merced a la alta densidad de los gases y a la alta velocidad a que se desplaza, siendo posible reconocer en ellos estructuras sedimentarias de tipo duna, antiduna, estratificaciones cruzadas, etc.

los basaltos ocupan una banda central dispuesta en dirección NNW-SSE, mientras que nefelinitas y melilitas se reparten en áreas laterales y marginales respectivamente (ANCOCHEA, 1983).

La génesis de este volcanismo en la Submeseta Sur responde tanto a la presencia de un punto caliente, es decir, un flujo térmico anormalmente vigoroso en el manto superior como al ascenso de unos 10 ó 20 kilómetros de la astenosfera, que producen, dada la incidencia de los esfuerzos tectónicos derivados de la formación del Sistema Bético, el abombamiento de la corteza y el inicio de un rift poco evolucionado o abortado (ANCOCHEA, 1983; BERGAMIN, 1986; BERGAMIN et al., 1986). Además, debemos reseñar una tercera posibilidad ligada estrechamente a una intensa fracturación de dirección NO-SE y NNO-SSE paralela a la Cordillera Ibérica, más concretamente a la Sierra de Altomira, que rasga profundamente la corteza desde los Montes de Toledo hasta Sierra Morena, permitiendo el ascenso de magmas (ROMERO et al., 1986).

II. EL PROBLEMA DE LA ESTRATIGRAFIA TERCIARIA: REVISION BIBLIOGRAFICA

El estudio de la estratigrafía de las cuencas terciarias del Campo de Calatrava ha sido abordado en un reducido número de investigaciones. Entre éstas destaca por su carácter regional la tesis doctoral de Eloy Molina Ballesteros, realizada en 1975, en la cual se examinan detalladamente las subcuencas de Alcolea de Calatrava, Corral de Calatrava y Poblete. En ella sitúa, en discordancia, por encima del zócalo paleozoico, una coraza ferralítica cuya edad oscila entre el Eoceno inferior y el Mioceno inferior. Sobre ésta se depositan las series neógenas, distinguiéndose dos unidades estratigráficas separadas por una discordancia: la primera se compone de arcillas y arenas en los tramos inferiores, que pasan a margas y calizas hacia el techo con niveles superiores de vulcanorruditas; la segunda contiene margas pulverulentas y calizas junto con materiales piroclásticos culminantes. La discordancia entre tales unidades, marcada por las vulcanorruditas dislocadas y plegadas (depósitos volcano-sedimentarios), indica la existencia de una fase tectónica (F1) durante el Mioceno superior (anterior al Turolense), precedida por la emisión de los primeros materiales volcánicos de edad intramiocena y pre-rusciniense (V1). En el Plioceno inferior (Rusciniense) se produciría una nueva fase tectónica (F2) que bascula y deforma a las dos unidades estratigráficas, acompañada de otra fase eruptiva (V2). Con posterioridad, en el Plioceno superior, durante la formación de la raña, comienza la fase volcánica (V3), que alcanza su máximo paroxismo durante el encajamiento de la red fluvial actual.

En los siguientes trabajos, de carácter regional pero de contenido monográfico, comienzan a cuestionarse parcialmente algunas de las conclusiones referidas. En la tesis de Eumenio Ancochea (1983), de índole petrológica y geoquímica, se señala el peligro que representa el intentar deducir movimientos tectónicos de gran escala, mediante el estudio de zonas concretas asociadas a edificios volcánicos, donde los materiales sedimentarios pueden estar dislocados por el mismo fenómeno eruptivo. Por otro lado, las «vulcanorruditas» no son tales materiales volcano-sedimentarios sino depósitos resultantes de erupciones hidromagmáticas pliocenas (ANCOCHEA, 1983).

En la memoria de la hoja del MAGNA de Ciudad Real se afirma que las «discordancias» sólo son observables entre depósitos hidromagmáticos y depósitos pliocenos, por lo que en las áreas donde no hay intercalaciones hidromagmáticas ni centros volcánicos no se producen deformaciones en los sedimentos. A su vez éstas se organizan en forma de domos y cubetas sin que se perciban direcciones preferentes. En cualquier caso, «... las deformaciones y las discordancias están relacionadas con la actividad volcánica: abombamientos y colapso de calderas, correlativas y subsiguientes a las erupciones» (IGME, 1988, p. 61).

Por último, en las últimas investigaciones realizadas en este área se ha comprobado que las series terciarias no reposan discordantemente sobre una coraza ferralítica, a tenor de dos argumentos básicos. De un lado, la inexistencia de dicha coraza en el contacto entre el zócalo hercínico y los sedimentos neógenos, comprobada mediante sondeos eléctricos y mecánicos (CRESPO et al., 1986 y 1988); de otro, las corazas no son sino fenómenos de encostramiento ferromanganesífero que afectan a depósitos y formaciones superficiales de edad pliocena y pleistocena (glacis de acumulación detrítica, coluviones, conos de deyección, terrazas e, incluso, coladas volcánicas), resultantes de la conjunción de unas condiciones locales muy peculiares. Entre éstas sobresalen: la presencia abundante de hierro en las formaciones de cuarcita y pizarra del zócalo paleozoico; unos mecanismos de arroyada difusa y condiciones hidrotermales especiales (manantiales de aguas ferruginosas) que proporcionan el suministro constante de estos solutos en suspensión; así como condiciones climáticas estacionales muy contrastadas que favorecen la deposición y compactación de los mismos (POBLETE, 1989).

III. LOCALIZACION Y ANALISIS VOLCANOESTRATIGRAFICO DE LOS DEPOSITOS FREATOMAGMATICOS DE LA SERIE NEOGENA

Para abordar el estudio de los depósitos freatomagmáticos pliocenos, esto es, de los materiales

volcánicos originados a partir de erupciones explosivas freatomagmáticas, hemos recurrido metodológicamente al análisis volcanoestratigráfico de los perfiles más representativos en las subcuencas neógenas. A través de este tipo de análisis, integrado dentro de la genérica tefrocronología (término acuñado por el volcanólogo islandés Sigvaldur Thorarinnsson en 1944), examinaremos las secuencias de los distintos tipos de facies o depósitos volcánicos, así como sus estructuras sedimentarias y características texturales (composición litológica, espesor, tamaño de grano, geometría, etc.). De este modo, además de precisar con exactitud las diversas etapas eruptivas acaecidas durante el neógeno, conoceremos cuáles han sido los mecanismos eruptivos y las condiciones de transporte y deposición de los productos volcánicos correlativos a aquéllas.

1. DESCRIPCION DE LOS PERFILES

Perfil nº 1. Se ha efectuado en una pequeña cantera conocida como Fuente Simón situada en las cercanías de Puente Morena (Km. 186 de la C.N. 420 de Ciudad Real a Puertollano), concretamente en el camino que conduce a la explotación minera de Asland, S.A. en el volcán de Cabezo Segura. En él se pueden distinguir un total de doce niveles que de muro a techo son los siguientes:

Nivel 1: Alcanza un espesor visible de 2,20 m. aproximadamente. Se compone desde el punto de vista litológico de cuarcitas y cuarzoes muy heterométricos con gravas, cantos y bloques empastados en una matriz fina arcillosa de tonalidad rojiza. Estos presentan formas subredondeadas y redondeadas. En cuanto a la estructura sedimentaria no se observa una ordenación selectiva de los materiales, sino más bien una disposición caótica.

Nivel 2: Formado por un pequeño lecho de apenas 25 cm. de arenas finas de color amarillento, contiene gravas entre 3 y 5 cm. de tamaño y de naturaleza cuarcítica.

Nivel 3: Se compone de arcillas y limos de tonalidad ocre, alcanzando unos 20 cm. de espesor.

Estos tres niveles corresponden a la facies distal de un abanico aluvial cuya edad imprecisa puede situarse en torno al Mioceno superior o en la transición de éste al Plioceno inferior.

Nivel 4: Está constituido por margas arcillosas de tonalidades grisáceas, ocre y beige con un grosor de 45 cm. En su base hay una pequeña lámina de materiales xenolíticos muy angulosos, compuestos de cuarzoes, pizarras y cuarcitas de tamaño centimétrico y milimétrico. El conjunto cementado por una matriz carbonatada se inserta dentro de los materiales margosos.

Nivel 5: Depósito freatomagmático de 1,25 m. de amplitud formado por una oleada piroclástica se-

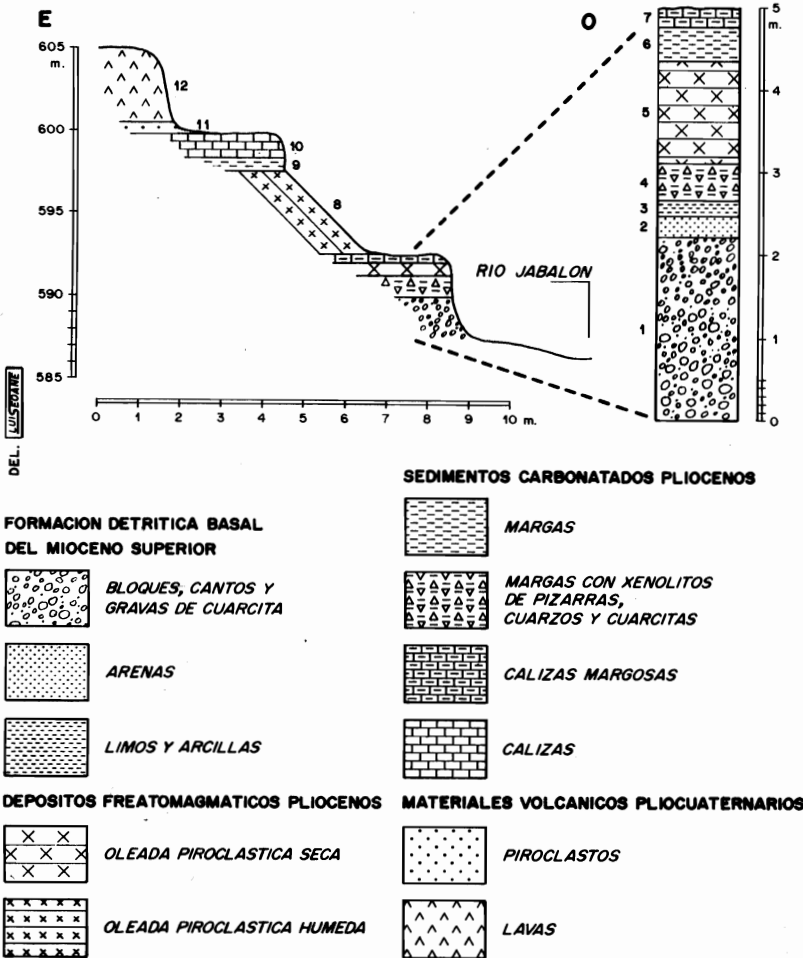


Fig. 2. Perfil estratigráfico de Fuente Simón en el volcán de Cabezo Segura.

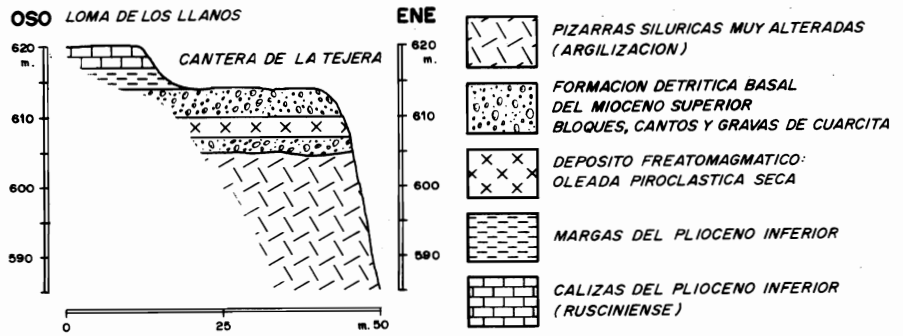


Fig. 3. Secuencia estratigráfica de la cantera de la tejera en Puente Morena.

ca con estratificación horizontal. Está constituida por una sucesión rítmica de tobas volcánicas cineríticas que engloban fragmentos angulosos de pizarras, cuarzos y cuarcitas pulverizados (tamaño inferior a 2 cm.), dispuestos en láminas de 2, 5 y 10 cm. con intercalación de pequeños niveles de margas.

En la parte inferior de esta oleada piroclástica seca hay pequeñas estructuras de deformación que afectan a las tobas cineríticas.

Nivel 6: Su espesor es de 40 cm. componiéndose de margas arcillosas de color verde muy ricas en xenolitos de pizarras, cuarcitas y cuarzos de apenas unos milímetros.

Nivel 7: Lo definen calizas margosas de tonalidad amarillenta de tan sólo 20 cm.

Nivel 8: Depósito freatomagmático muy potente de aproximadamente 4 m. Se trata de una oleada piroclástica húmeda muy masiva y caótica sin ningún tipo de estructura. Está formada por tobas líticas muy compactas que cuentan con gran número de materiales xenolíticos, cuya litología abarca desde margas de tonalidades verdosas, fragmentos angulosos de calizas hasta pizarras, cuarcitas (con tamaños que oscilan entre algunos milímetros y 10 cm.) e incluso cantos y gravas subredondeados procedentes de la formación detrítica basal.

Esta oleada piroclástica húmeda cuenta además con un buzamiento acentuado de 45° O, de forma que se apoya en «discordancia» sobre los niveles antes mencionados. Sin embargo, el buzamiento de estos materiales no es atribuible, como tendremos ocasión de comprobar, a una deformación o fase tectónica coetánea o posterior a su emisión, puesto que aquélla ha sido transportada por una nube rasante (base surge) que se adapta a la topografía preexistente.

Niveles 9 y 10: Se componen de margas calcáreas verdosas y blanquecinas con espesor visible de un metro y de calizas compactas de 1,5 m. completamente tabulares.

Niveles 10 y 11: Nos encontramos ante cenizas de proyección aérea y una colada volcánica de morfología externa muy escabrosa y escoriácea típica de las lavas aa. Estos son los primeros materiales emitidos por el volcán Cabezo Segura tras el término del proceso de sedimentación neógena y que, por tanto, fosilizan toda la serie terciaria.

Perfil nº 2. Situado en las canteras próximas a Puente Morena (C.N. 420 Ciudad Real-Puertolla-

no), concretamente en la margen izquierda del arroyo de Cañada de Santa María. Se distinguen un total de cinco niveles:

Nivel 1: Nos hallamos ante una formación detrítica de 2,20 m. de espesor. Está compuesta por cuarcitas y cuarzos con tamaños muy heterométricos y formas subredondeadas, empastados en una matriz fina arcillosa rojiza. Se distribuyen de forma caótica apoyados sobre una superficie erosiva labrada sobre el sustrato paleozoico, el cual está constituido por pizarras ampelíticas del silúrico muy dismanteladas.

Estos materiales detríticos son semejantes a los del nivel 1 de Puente Simón por lo que es muy probable que correspondan al Mioceno superior o a la transición del Mioceno superior-Plioceno inferior.

Nivel 2: Depósito freatomagmático de 3 m. de grosor constituido por una oleada piroclástica seca con estratificación horizontal. Consta de tobas cineríticas que engloban un elevado número de fragmentos pulverizados de cuarzos y cuarcitas (tamaño centimétrico y milimétrico). Estos materiales se disponen en láminas de 5 a 10 cm.

Nivel 3: Sobre los depósitos freatomagmáticos se apoyan en discordancia erosiva nuevamente materiales detríticos semejantes a los del nivel inferior en cuanto naturaleza litológica, morfometría y estructura. Se trata, pues, de la misma formación detrítica basal interrumpida y afectada por una actividad eruptiva freatomagmática de la que sólo se conservan dichos materiales.

Niveles 4 y 5: Por último, un conjunto de margas blanquecinas y bancos de calizas ruscinienses. Estos culminan la serie sedimentaria en disposición completamente tabular sin que se observe ninguna deformación. Conforman en las inmediaciones pequeñas mesas de extensión reducida como las Lomas de los Llanos y los Egidos.

Perfil nº 3. Esta secuencia estratigráfica se sitúa en el km. 187 de la C.N. 420 de Ciudad Real a Puertollano, donde se aprecian los siguientes niveles.

Nivel 1: Formación detrítica basal de 5 m. de espesor que descansa en discordancia erosiva sobre el sustrato paleozoico (cuarcitas del ordovícico superior). Presentan las mismas características litológicas, morfométricas y de estructura que los niveles basales de los anteriores perfiles. Estamos, pues, ante la facies distal de un abanico aluvial.

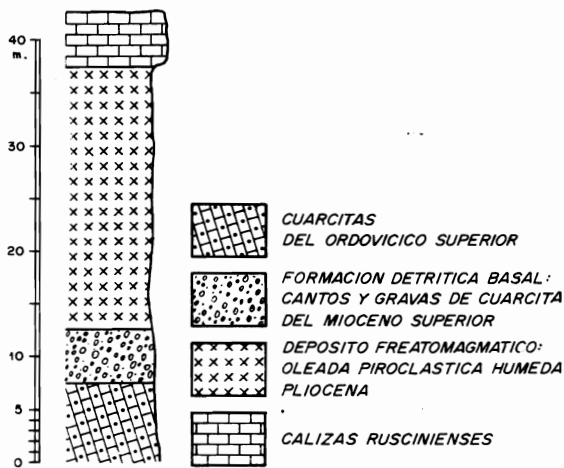


Fig. 4. Columna volcanoestratigráfica realizada en las cercanías de Puente Morena (borde suroriental del volcán Cabezo Segura).

Nivel 2: Está compuesto por una oleada piroclástica húmeda de más de 25 m. de espesor. Además de las tobas volcánicas cineríticas, hay multitud de xenolitos del sustrato paleozoico —léase cuarzos, pizarras y cuarcitas—, así como gravas y cantos de cuarcita subredondeados pertenecientes a la formación detrítica basal. El conjunto presenta una estructura masiva y caótica típica de las oleadas piroclásticas húmedas.

Nivel 3: Por encima, en concordancia se establece un conjunto de calizas de apenas 5 m. caracterizadas por su estructura muy tableada y su disposición completamente tabular. Corresponden también al Plioceno inferior (Rusciense).

Perfil nº 4. Localizado en las canteras situadas al NE de Corral de Calatrava.

Nivel nº 1: Depósito freatomagmático con disposición estratigráfica horizontal paralela, correspondiente a una oleada piroclástica seca, cuyo espesor visible es de tan sólo unos 40 cm. aunque presumiblemente alcance hasta 2 m. Desde el punto de vista litológico se compone de tobas volcánicas cineríticas y abundantes fragmentos xenolíticos, especialmente cuarzos y cuarcitas de tamaño centimétrico y milimétrico.

Nivel nº 2: Fracción arenosa que reposa en contacto normal sobre el nivel precedente. Está formado en su base por gravillas cuarcíticas que pasan a una sucesión de lechos de arenas finas, limos y arcillas de inundación. Estos están afectados por procesos de hidroturbación y además presentan una gran continuidad lateral. Por su parte, el techo consta de barras constituidas por gravillas cuarcíticas y arenas gruesas de cuarzo con intercalación de lenticiones de limos. El espesor de estos materiales es de aproximadamente 1 m.

Nivel nº 3: Se trata de otra formación arenosa de 1,5 m. de espesor que descansa en discordancia erosiva sobre el anterior. En cuanto a su estructura presenta laminación curvada paralela y estratificación cruzada con algunos cantos blandos y lentejo-

nes de limos de inundación hidroturbados. En este caso es reseñable su acusada continuidad lateral.

Por encima, el conjunto de margas blanquecinas con intercalación de calizas margosas y de bancos de caliza de edad rusciense corona las pequeñas mesas de la cuenca de Corral de Calatrava. Estos materiales aparecen completamente tabulares sin que, por tanto, su posición original haya sufrido ninguna dislocación ulterior.

En este perfil volvemos a encontrar la formación detrítica basal que en la cuenca de Corral de Calatrava presenta unas características sedimentológicas y estructuras sedimentarias típicas de facies fluviales de escasa competencia de arrastre.

Perfil nº 5. Situado en el área más oriental de la cuenca de Alcolea de Calatrava, concretamente en la margen derecha del río Guadiana y próximo al volcán lávico del Cabezo de la Plata. Aquí podemos encontrar tres niveles:

Nivel nº 1: Compuesto por lavas volcánicas limburgíticas de morfología pahoehoe, es decir, con formas externas suaves y lisas. El espesor que alcanzan es de aproximadamente 2 m. aunque en las cercanías hay un pequeño apuntamiento lávico de idénticas características que sobrepasa los 7 m. de espesor.

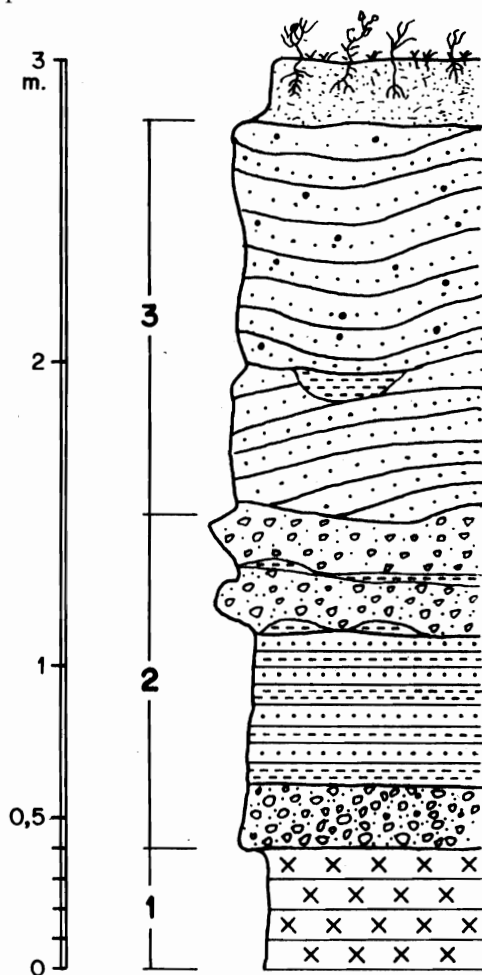


Fig. 5. Alzado estratigráfico en las canteras de la subcuenca de Corral de Calatrava.

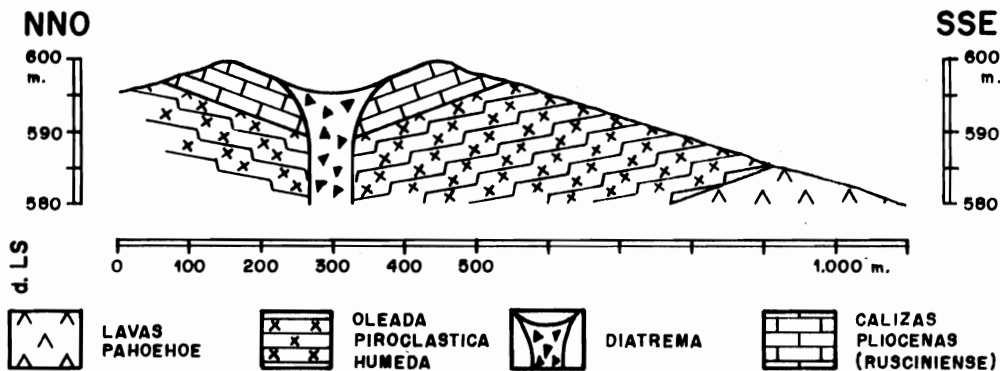


Fig. 6. Perfil estratigráfico efectuado en el borde oriental de la subcuenca de Alcolea de Calatrava.

Nivel nº 2: Depósito freatomagmático con más de 7 m. de espesor constituido por una oleada piroclástica húmeda masiva, sin ningún tipo de estructura sedimentaria. Se compone de tobas cineríticas compactas y de materiales xenolíticos, entre los cuales predominan las cuarcitas, pizarras y en especial esquistos de tamaño comprendido entre pocos centímetros y más de 4 m. de diámetro.

Nivel nº 3: Caracterizado por margas de tonalidad blanquecina y bancos de caliza de unos 5 m. de espesor, los cuales culminan la serie sedimentaria. Estas calizas de edad rusciniense tienen la peculiaridad de no contar con una disposición tabular, sino que están deformadas y presentan ligeros buzamientos de 20 a 30 grados de carácter convergente.

2. INTERPRETACION DE LOS PERFILES

Del análisis volcanoestratigráfico de los perfiles realizados con anterioridad podemos extraer algunas conclusiones interesantes:

A) La formación detrítica basal, formada por abanicos aluviales y una pequeña red fluvial poco desarrollada, ha sido afectada por erupciones volcánicas explosivas de tipo freatomagmático, cuyo desarrollo temporal varía según las cuencas. Así, por ejemplo, en Corral de Calatrava las actividades freatomagmáticas han sido anteriores a la deposición de las fracciones detríticas, mientras que en Poblete son coetáneas y se desarrollan ampliamente con posterioridad a aquéllas. Teniendo en cuenta que esta formación detrítica basal constituye la base de la sedimentación neógena (cuya edad podría situarse en torno al Mioceno superior), podemos concluir que la primera etapa eruptiva acaecida en sendas subcuencas se desarrolla desde el Mioceno superior o finales de éste hasta comienzos del Plioceno inferior; mientras que en Alcolea de Calatrava, a tenor de los registros volcánicos hallados por el momento, se inicia a comienzos del Plioceno inferior.

En esta primera etapa de actividad volcánica, que transcurre entre el Mioceno superior y comienzos del Plioceno inferior, predominan las dinámicas explosivas de marcado carácter freatomagmático, en las que se forman columnas eruptivas anulares y

rasantes (base surge) que dan lugar a la formación de oleadas piroclásticas basales (*base surge*). Sólo en puntos muy concretos de la cuenca de Alcolea (quintería de Benavente y Corrales) hemos encontrado, en los niveles superiores e inferiores de depósitos freatomagmáticos, materiales piroclásticos y lávicos respectivamente, que nos indican que algunas de estas dinámicas evolucionaron a fases estrombolianas y otras se iniciaron con mecanismos eruptivos efusivos.

B) Los depósitos freatomagmáticos, correspondientes a esta primera etapa eruptiva, están constituidos por oleadas piroclásticas basales tanto secas como húmedas. En las primeras, predominan las facies distales caracterizadas por estratificaciones planares dispuestas en concordancia con respecto al resto de los materiales sedimentarios, mientras que las segundas presentan estructuras muy masivas y caóticas.

Sólo estas últimas y en puntos muy concretos, caso del perfil número 1 de la cuenca de Poblete, muestran deformaciones y buzamientos acentuados de hasta 40°. Tales inclinaciones no pueden atribuirse en ningún caso a fenómenos tectónicos generalizados bien sean coetáneos o posteriores a su deposición, puesto que los materiales subyacentes no presentan basculamientos o dislocaciones. Tanto más cuanto que a sólo 500 metros de distancia, en el perfil nº 3, encontramos otra oleada piroclástica húmeda que descansa completamente horizontal. Cabe en buena lógica precisar que las deformaciones y buzamientos y, por ende, las «discordancias» que comportan localmente estas oleadas piroclásticas húmedas están íntimamente ligadas a su mecanismo de transporte, consistente en nubes anulares gaseosas que desplazan en suspensión materiales sólidos (fluidización); éstos se depositan cubriendo y adaptándose a la topografía preexistente. A ello se añade la frecuencia con que estos depósitos sufren procesos de deformación postdeposicional en forma de *slumps* y de *megarriples*.

Por consiguiente, no podemos emplear el término de discordancia angular *sensu stricto* para referirnos al contacto entre las oleadas piroclásticas húmedas y las series sedimentarias suprayacentes, toda vez que las deformaciones y buzamientos son imputables exclusivamente a los mecanismos de

transporte y de deposición de las nubes anulares gaseosas (*base surge*); al tiempo, queda descartada la existencia de la fase tectónica (F1) atribuida al Mioceno superior.

C) Para finalizar, las observaciones de campo y los levantamientos estratigráficos permiten afirmar que las series calcáreas del Plioceno inferior reposan, salvo casos aislados, en disposición tabular y en concordancia sobre las oleadas piroclásticas secas, llegando incluso, como en la cuenca de Corral de Calatrava, a constituir relieves estructurales en forma de pequeñas mesas. Las únicas excepciones corresponden con ligeras dislocaciones y basculamientos de los bancos de caliza ruscinienses, que se distribuyen en el espacio irregularmente y afectan a áreas localizadas de pequeña extensión superficial. En la cuenca de Poblete, las deformaciones son más profundas (sitas en las inmediaciones de la margen izquierda del río Guadiana) y presentan ligeros buzamientos con direcciones completamente heterogéneas y desarticuladas. Por el contrario, en las restantes cuencas como las de Alcolea y Corral de Calatrava, las perturbaciones se acompañan de pequeñas depresiones con formas circulares, semicirculares o de media luna, que presentan buzamientos ligeros y convergentes.

Puesto que las series calcáreas pliocenas, en especial las calizas ruscinienses, no están afectadas en su totalidad por deformaciones tectónicas generalizadas (sino que, como hemos tenido ocasión de comprobar, constituyen pequeñas dislocaciones muy irregularmente distribuidas y de escasa magnitud) es lógico pensar que no son resultado de la fase tectónica (FII) de edad rusciniense (MOLINA, 1975). Más bien, debemos precisar que son producto de una nueva etapa eruptiva explosiva de tipo freatomagmático, sucedida a finales del Plioceno inferior o en el tránsito de éste al Plioceno superior; aquélla, además de perturbar la posición original de las calizas pliocenas de forma muy puntual y localizada, labró sobre ellas pequeñas depresiones, cuyos bordes anulares calcáreos presentan buzamientos convergentes. Sin embargo, no deben interpretarse, ni desde un punto de vista morfológico ni volcanológico, como cubetas resultantes del colapso de calderas (HOYOS et al., 1986; IGME, 1988), sino como *maares* o cráteres explosivos. Es decir, edificios volcánicos constituidos por grandes depresiones cratéricas, a partir de mecanismos eruptivos freatomagmáticos, en los cuales se producen explosiones muy violentas debido a la interacción entre el magma y el agua.

IV. MORFOLOGIA Y SECUENCIA ERUPTIVA DE LOS CRATERES EXPLOSIVOS

De las dos etapas eruptivas de tipo freatomagmático registradas durante el período de sedimenta-

ción neógena, sólo la segunda, correspondiente al límite entre el Plioceno inferior y el Plioceno superior, ha originado formas volcánicas reseñables; del episodio eruptivo más antiguo (que transcurre entre el Mioceno superior y comienzos del Plioceno inferior), se dispone exclusivamente de depósitos interstratificados en la serie sedimentaria.

Por el momento, como reflejo de la actividad volcánica acontecida a fines del Plioceno inferior, hemos reconocido seis *maares*, que constituyen los únicos testimonios morfológicos de dicha manifestación eruptiva. De éstos, cinco están ubicados en la subcuenca de Alcolea de Calatrava. Se trata de los volcanes de Galiana (atravesado por la carretera N-430), Benavente, Los Corrales, Cantarranas y Las Higuieruelas. Por último, el volcán de la Encomienda situado en el borde más septentrional de la subcuenca de Corral de Calatrava próximo a Poblete.

Antes de iniciar el análisis pormenorizado de cada uno de estos edificios volcánicos es necesario puntualizar algunos de los rasgos morfológicos y volcanológicos comunes a ellos. Desde el punto de vista morfológico se caracterizan por disponer exclusivamente de depresiones cratéricas con formas circulares, semicirculares o de media luna, cuyas dimensiones son más bien reducidas, oscilando su diámetro mayor entre los 300 m. del cráter de los Corrales y los 900 m. de Benavente. Su profundidad también es muy escasa, labrándose apenas de 5 a 20 m. por debajo de la superficie topográfica, en parte debido a la escasa magnitud de las explosiones freatomagmáticas y en especial al relleno poseruptivo de materiales margosos y arenosos correspondientes a los últimos momentos de la sedimentación neógena. Por esta razón, el fondo de estas depresiones adopta formas planas y no la típica disposición en embudo.

En cualquier caso, el rasgo que singulariza a estos cráteres explosivos pliocenos, con respecto a los de edad cuaternaria de la misma comarca, es la inexistencia generalizada de los bordes anulares de tobas volcánicas (constituidos por la acumulación de materiales freatomagmáticos expulsados desde aquéllos) y la presencia, por el contrario, de calizas pliocenas basculadas que orlan las depresiones con buzamientos claramente convergentes. La primera singularidad resulta del largo proceso erosivo al que han sido sometidos estos materiales anulares, culminando en su total desmantelamiento. Bien es verdad que en los alrededores de estos cráteres todavía se conservan dispersos materiales que evidencian, junto al basculamiento y convergencia de los buzamientos de las calizas ruscinienses, el origen explosivo de estas depresiones y, más concretamente, su carácter freatomagmático.

Desde el punto de vista volcanológico, la actividad de los dos episodios acontecidos durante el período de sedimentación neógena se caracteriza, frente a la variedad de estilos eruptivos de la etapa

cuaternaria, por el predominio exclusivo de las dinámicas explosivas de tipo freatomagmático sin evolución hacia otros mecanismos eruptivos. De ambos destaca el primero tanto por su mayor duración temporal como por su amplitud espacial e intensidad. Así lo testimonian, por una parte, los depósitos freatomagmáticos, compuestos por oleadas piroclásticas secas y húmedas, interestratificados entre las distintas formaciones detríticas, margosas y calcáreas que componen la serie estratigráfica terciaria; por otra, la distribución homogénea de aquéllos por las diversas subcuencas que conforman la comarca volcánica. Por el contrario, el segundo período se distingue, a tenor de los datos obtenidos hasta la fecha, por su reducida intensidad y duración, así como por su escasa dimensión espacial. Efectivamente, los fenómenos volcánicos se circunscriben casi en su totalidad al área de la subcuenca de Alcolea de Calatrava, afectando exclusivamente a las calizas de edad rusciniense. Sobre éstas se modelaron los únicos volcanes de tipo *maar* pertenecientes al límite entre el Plioceno inferior y superior, cuyas formas son reconocibles en la actualidad.

1. EL MAAR DE LAS HIGUERUELAS

Se sitúa a 3 ó 4 km. al E de la villa de Alcolea de Calatrava, concretamente a unos 100 m. del km. 224 de la C.N. de Ciudad Real a Badajoz, en una finca particular de la cual toma nombre. Sus límites orientales y meridionales están muy bien determinados al coincidir con dos edificios volcánicos de tipo mixto o estromboliano (de edad más reciente), denominados Cabezo del Moro y Juan de la Puerta respectivamente.

De los cráteres explosivos que aquí se analizan, el de las Higuieruelas es, sin duda, el más interesante y singular, pues en él se encuentra uno de los más importantes yacimientos paleontológicos de esta comarca. Desde su descubrimiento se han llevado a cabo una serie de excavaciones e investigaciones de índole geológica, que proporcionaron abundante información acerca de las características bioestratigráficas y paleontológicas, así como volcánológicas de su entorno. Constituye, pues, una excepción con respecto a los otros volcanes, toda vez que nuestra referencia del mismo no es inédita, al haber sido citado en los trabajos antes menciona-



Fig. 7. Vista aérea de los maares o cráteres explosivos de la subcuenca de Alcolea de Calatrava. Quedan fuera de este fotograma los maares de los Corrales y de La Encomienda.

dos. Sin embargo, sí lo es la interpretación morfológica, como tendremos ocasión de comprobar, al concebirlo como un cráter explosivo o *maar*, frente a su consideración por parte de los geólogos como caldera volcánica.

El hallazgo del yacimiento paleontológico se produjo en 1935 por el profesor Fidel Fuidio, quien comunicó la noticia a las autoridades locales. Sin embargo, hasta el año 1971 no se iniciaría la primera excavación sistemática, a cargo de E. Bone y de E. Aguirre, en la que además colaboraron en el estudio geológico del entorno Eloy Molina Ballesteros y Alfredo Pérez González. En las primeras investigaciones (AGUIRRE, 1971; MOLINA et al., 1972; MOLINA/PEREZ, 1971), de marcado carácter paleontológico, se identifican los restos faunísticos hallados como *Anancus arvernensis*, *Hipparion rocinantis*, *Cervus s.p.*, *Gazella s.p. c.f. Brevicornis* así como quelonios, atribuidos a la transición del Mioceno al Plioceno, es decir, a finales del Turoliense y comienzos del Rusciniense. Pero sería Heintz (1975) quien, durante una revisión de los materiales de la excavación de 1971, confirmase que los restos de gacela correspondían a una *Gazella borbónica* de Peret, con lo que aseguraba que la edad del yacimiento se situaba bien en el Rusciniense o en el Villafranquiense inferior. Con posterioridad, en 1979, merced también a la ayuda de E. Bone y de la Diputación de Ciudad Real, se reanudan las excavaciones, proponiéndose para la fauna una edad rusciniense, al rechazar la posibilidad de su pertenencia al Villafranquiense inferior (MAZO et al., 1980).

En cuanto a la interpretación geológica sobre el lugar donde se ubica el yacimiento paleontológico hay clara unanimidad al considerar, desde los primeros informes realizados en la década de los setenta hasta los trabajos de comienzos de los ochenta, que se halla alojado en un sinclinal de pequeñas dimensiones, en el que los niveles fosilíferos presentan un ligero buzamiento de 15 a 20° E. Por consiguiente, los trabajos efectuados hasta comienzos de los ochenta se centraron exclusivamente en el análisis paleontológico, sin mostrar apenas interés por el entorno geológico. Sin embargo, a partir de 1982 se plantea la necesidad de estudiar detalladamente la geología del área, incluyendo además de los aspectos paleontológicos otros de carácter sedimentológico, bioestratigráfico, petrológico, así como dataciones radiométricas de K/Ar de los materiales volcánicos existentes en el yacimiento. Los resultados de dicha investigación se concretan en tres comunicaciones presentadas en 1984 en la I Reunión de Estudios Regionales de Castilla-La Mancha, bajo el título genérico de: «Geología y paleontología del yacimiento del Villafranquiense inferior de las Higuieruelas y su entorno».

En ellas exponen los últimos hallazgos de índole paleontológica y bioestratigráfica, a la vez que revelan nuevas interpretaciones acerca de las caracte-

terísticas y evolución geológica del yacimiento, sumamente interesantes para una comprensión global. En concreto, afirman que el yacimiento se sitúa sobre una antigua caldera volcánica en la que se instala un sistema palustre-lagunar. En su evolución genética distinguen un total de cinco fases. Tras una primera etapa de sedimentación sobre una laguna de aguas limpias, tiene lugar una erupción volcánica de tipo freatomagmático que colma por completo la depresión con tobas volcánicas. Según las dataciones de K/Ar, esto acontecía hace 4,8 millones de años.

Con posterioridad, en relación con procesos de hundimiento de la subcuenca y quizá con colapsos del fondo de la antigua caldera, se establece un nuevo sistema de charcas y lagunas. Las condiciones de estas charcas son variables, aunque en los últimos momentos se caracterizan por disponer de bordes muy difusos al O y más acentuados y profusos al E. Este período de sedimentación se vio afectado por una nueva erupción volcánica, esta vez procedente de uno de los volcanes adyacentes (aún por determinar). Los materiales volcánicos emitidos, fundamentalmente piroclásticos, se depositaron en la laguna, apareciendo actualmente entremezclados con los sedimentos lacustres y los fósiles de mamíferos. Para estos piroclastos las dataciones de K/Ar precisan una edad de 3,5 millones de años, por lo que corresponden al Villafranquiense inferior. Para concluir, una nueva fase tectónica o posiblemente un nuevo colapso de la caldera bascula y disloca el conjunto de los depósitos sedimentarios unos 20° hacia el E.

Por su parte, los análisis paleontológicos confirman que el *Hipparion rocinantis* (especie más representativa del yacimiento) pertenece al mismo nivel bioestratigráfico que los de la Puebla de Almuradiel (Toledo) y de Villarroja (Logroño). Esta especie de *Hipparion* de tipo caballino ha sido considerada hasta estos momentos en esos yacimientos como típica del Villafranquiense inferior, puesto que es reemplazada en el Villafranquiense medio por el *Equus*. A su vez, la presencia de cérvidos (*cf. cusanus* y *cf. perrieri*) permiten asegurar que la edad del yacimiento es posterior al Rusciniense. Por consiguiente, tanto los cérvidos como el *Hipparion rocinantis* infradatan el yacimiento como Villafranquiense inferior (edad que Heintz había precisado ya en 1971).

Como conclusión, tanto las dataciones radiométricas de K/Ar de los materiales volcánicos entremezclados con los restos paleontológicos, como el propio elenco de fósiles faunísticos, conllevan a considerar al yacimiento como perteneciente al Villafranquiense inferior.

Sin embargo, es necesario reseñar la presencia en dicha investigación de algunas ambigüedades, relativas a las dataciones de K/Ar, que nos obligan a ser cautelosos en su consideración, sin descartar en último término su posible revisión. Aquéllas fue-

ron incluso manifestadas por los que obtuvieron la datación, los profesores Bonadonna y Villa de la Universidad de Pisa, al aducir «...cómo la medida, a pesar de estar afectada de un alto grado de incertidumbre, muestra concretamente valores en torno al 3,5 millones de años...» (BONADONNA/VILLA, 1986, p. 252) y más adelante «...en este caso, en realidad, una pequeña contaminación de hidrocarburos puede falsear la medida» (BONADONNA/VILLA, 1986, p. 252). Además, esta reserva está plenamente justificada, puesto que existen precedentes sobre los cambios que han experimentado las edades radiométricas obtenidas para yacimientos de características semejantes en la zona volcánica de Auvernia². En el caso que nos ocupa, el grado de incertidumbre es aún más elevado, si tenemos en cuenta que las muestras analizadas presentaban un alto índice de contaminación por hidrocarburos. Sólo así puede explicarse que en las primeras dataciones se lograran edades para este yacimiento de apenas un millón de años³.

Según comunicación de la Dra. Ana Mazo (directora de las excavaciones paleontológicas de la comarca volcánica) hay indicios paleontológicos suficientes para revisar la edad del yacimiento, retro trayéndolo presumiblemente hacia fechas más recientes (Villafranquiense medio).

Además, la interpretación propuesta para la depresión de las Higuieruelas como una caldera volcánica con varias fases de subsidencia, no explica la formación de dicha caldera ni a qué responden los diversos hundimientos acaecidos, asociando los últimos de manera bastante incierta a fenómenos tectónicos de carácter general o, cuando menos, local. Por ejemplo, tras la primera etapa eruptiva de carácter freatomagmático acaecida según las dataciones hace 4,8 millones de años, se asevera que «...debido a una serie de procesos de hundimiento a nivel de la subcuenca y quizá relacionado con colapsos del fondo de la antigua caldera, en las Higuieruelas se establece un nuevo sistema de charcas» (HOYOS et al., 1986, p. 246). Para concluir, en la última etapa que afecta al conjunto de depósitos sobre los que reposan los restos paleontológicos se vuelve a insistir en que «...debido a una nueva fase tectónica, los depósitos antes mencionados están fallados y basculados hacia el Este, aunque no descartamos la posibilidad de que este basculamiento se haya producido por un proceso de colapso de la antigua caldera, con cierta preferencia en la zona Este» (HOYOS et al. 1986, p. 246).

Por nuestra parte, hemos podido comprobar en las Higuieruelas dos hechos que consideramos básicos para lograr una correcta explicación. En primer

lugar, que no sólo los materiales sedimentarios del borde oriental de la depresión donde se sitúa el yacimiento están basculados (30° E), sino que todo el conjunto de materiales que la circunda está dislocado, adoptando las calizas ruscinienses un basculamiento generalizado en todo su perímetro, con buzamientos convergentes (de 30° N, 30° E, 40° E, 45° S y 35° ONO) hacia el centro de la misma.

En segundo lugar, se observa la presencia en torno al borde oriental y meridional de la hondonda de depósitos freatomagmáticos en forma de oleadas piroclásticas húmedas; éstas se encuentran fosilizadas por los primeros niveles de coladas lávicas pahoehoe emitidas por los volcanes Cabezo del Moro y Juan de la Puerta. Concretamente, en el borde oriental, las oleadas piroclásticas húmedas se sitúan encima de las calizas ruscinienses basculadas 35° O-ONO y a su vez están fosilizadas por la primera colada pahoehoe emitida en dirección a poniente por el aparato volcánico Cabezo del Moro. Las oleadas presentan una estructura caótica con materiales muy heterométricos, constituidos fundamentalmente por materiales piroclásticos y del sustrato. Entre los primeros se observan cenizas y lapillis de pequeñas dimensiones hasta escorias y bombas pequeñas; a propósito de los segundos abundan las cuarcitas y cuarzos de tamaños muy dispares, así como calizas blanquecinas de 1 a 2 cm. y también esquistos precámbricos muy angulosos que superan los 30 y 40 cm. Todos estos materiales están soldados por una matriz carbonatada-calcítica y alcanzan un espesor de entre 1 y 2 m.

Por el contrario, las oleadas húmedas meridionales desplazadas a más de 600 m. del borde de la depresión, se ubican entre calizas tableadas ruscinienses (base) y la colada pahoehoe occidental del edificio de Juan de la Puerta (techo), en la margen izquierda del arroyo de los Guedos. Estos materiales conforman un depósito caótico y masivo que supera los 12 m. de espesor, compuesto por tobas volcánicas líticas y cineríticas con predominio de lapillis y cenizas, junto con fragmentos del sustrato, especialmente esquistos y, en menor medida, calizas y cuarcitas.

En consecuencia, la presencia de una depresión orlada por calizas ruscinienses basculadas con buzamientos convergentes y de oleadas piroclásticas húmedas ubicadas estratigráficamente entre aquéllas y las coladas lávicas de los volcanes contiguos, indican claramente que esos sucesos están estrechamente relacionados entre sí. Es decir, tanto la apertura de esa depresión como la dislocación de las calizas y la deposición de las oleadas piroclásticas son fenómenos correlativos. Estos responden

² Efectivamente, las edades radiométricas de estos yacimientos han tenido muchas variaciones, desde la primera datación de 3,8 mill. de años de Savage y Curtis (1970) a los 3,3 mill. de años de Chambaudet y Couthures (1981) hasta los 2,6 mill. de años de Ly Meng Hout y col. (1982).

³ Las edades aportadas por K/Ar para las dos coladas superiores de los volcanes contiguos de Juan de la Puerta y Cabezo del Moro fueron respectivamente de 1,1 mill. y de 0,015 mill., mientras que el yacimiento de las Higuieruelas fue de apenas 1 mill. de años.



Fig. 8. Maar o cráter explosivo de las Higuieruelas desde el borde suroriental. El cultivo del maíz recubre el fondo de la depresión cratérica.

no a una subsidencia resultante de la formación de una caldera volcánica, sino a una erupción de tipo freatomagmático. Durante su transcurso, debido a la interacción entre el magma y un manto freático, tiene lugar una explosión muy violenta que labra (sobre las calizas ruscinienses) una depresión circular de unos 450 m. de diámetro, a la vez que se genera una nube eruptiva anular y turbulenta (con baja concentración de partículas) que al desplazarse a gran velocidad a ras de suelo, transporta en suspensión (fluidización) una elevada cantidad de fragmentos del sustrato (esquistos, calizas y cuarcitas).

Como resultado en las inmediaciones de las Higuieruelas se deposita una oleada piroclástica basal de tipo húmeda, resultante de la excesiva cantidad de agua que interacciona con el magma y de la baja temperatura de emplazamiento (inferior a la condensación del vapor por lo que parte se convierte en agua durante el transporte). Con posterioridad, como consecuencia de la distensión posteruptiva y, en especial, de la inestabilidad sufrida por los materiales freatomagmáticos, que yacen bajo las calizas ruscinienses sobre las que se modela la depresión cratérica, se produce el hundimiento de los márgenes del cráter y la adaptación de la cobertera calcárea. Esta consiste en un basculamiento de las calizas, con buzamientos periclinales convergentes de

30° a 40°. Por consiguiente, es impropio referirse a este tipo de proceso como si se tratase de un colapso o desplome general del techo de la cámara magmática, tras el vaciamiento del reservorio, común en las formaciones de las calderas; más bien estamos ante un fenómeno volcanotectónico marginal y de pequeña magnitud, constreñido al reajuste del borde del cráter. En último término, las primeras emisiones lávicas de los edificios volcánicos contiguos tales como el Cabezo del Moro y Juan de la Puerta fosilizan los depósitos freatomagmáticos expelidos desde el cráter explosivo de las Higuieruelas.

Para concluir, si tenemos en cuenta que las dimensiones de la depresión circular de las Higuieruelas no superan los 450 m. de diámetro y los 15 m. de profundidad y que las formas y estructuras volcánicas de esta comarca son resultantes de episodios eruptivos monogénicos (prototipo de un volcanismo puntual y disperso), comprobaremos que ni siquiera las definiciones del término caldera enunciadas en los tratados de volcanología al uso pueden aplicarse, despejándose así cualquier resquicio de duda⁴.

La interpretación morfológica de las Higuieruelas como un *cráter explosivo* o *maar* comporta una nueva propuesta de secuencia morfoeruptiva dentro de su evolución geológica, la cual permite explicar la presencia del yacimiento paleontológico más importante de la comarca volcánica. En ella distinguimos varias etapas de actividad eruptiva alternando con períodos de sedimentación lacustre, que transcurren a lo largo del Plioceno inferior y superior. El primer episodio eruptivo se produjo sobre un área lacustre, en la que se había iniciado la sedimentación neógena consistente en margas y calizas. La actividad volcánica presentó manifestaciones muy explosivas de tipo freatomagmático, como consecuencia de la interacción entre el magma y el agua. El resultado fue una violenta explosión que labró una pequeña depresión sobre los materiales depositados en la laguna y la formación de una nube eruptiva rasante (*base surge*) que desplazó en suspen-

⁴ El término caldera es, sin duda, uno de los más confusos y controvertidos en la actual literatura volcanológica. Se trata de una voz popular empleada genéricamente en las Islas Canarias para designar cualquier depresión más o menos cerrada independientemente de los mecanismos o procesos que intervienen en su génesis. Al unísono constituye también un vocablo técnico carente de una acepción concreta y precisa, en cuya caracterización se emplean criterios elementales de índole morfométrica y fisiográfica como son el tamaño (se ha escogido de forma arbitraria el diámetro de una milla, es decir, de 1,6 km.) y la descripción de las formas. Sólo así podemos comprender que depresiones circulares tan dispares a las calderas, como los maars, tuff rings o tuff cones, hayan sido catalogados a menudo como tales.

En un trabajo reciente (ROMERO, C., en prensa) se analiza la polémica establecida en torno al concepto de caldera, así como sobre los elementos morfológicos que las configuran y los mecanismos y procesos de formación. En concreto, realiza apreciaciones geomorfológicas interesantes sobre las calderas, las cuales, sea cual sea su tamaño y forma, se caracterizan por

disponer de tres elementos fundamentales: «un dorso, formado a partir de los restos de la antigua estructura volcánica precaldera, con buzamientos periclinales; un escarpe, de gran verticalidad y altura, correspondiente a los planos de fractura a través de los cuales se ha producido el hundimiento; y, por último, el fondo, cuyos rasgos varían en función de la evolución poscaldera.»

También propone una definición de caldera con mayores connotaciones geomorfológicas, rehuendo de pautas morfométricas, al afirmar que son «...grandes depresiones de origen volcánico de planta circular o elíptica, normalmente cerradas, aunque también abiertas en forma de herradura, limitadas por un cinturón más o menos elevado (por lo común superior a los 40 m.) constituido por paredes casi verticales que corresponden a los restos de estructuras volcánicas poligénicas.

Para finalizar, señala que actualmente el vocablo caldera se emplea exclusivamente para las depresiones producidas por hundimiento, al cuestionarse actualmente la denominación de las calderas de erosión como la propia existencia de auténticas calderas de explosión.

sión los materiales del sustrato precámbrico y paleozoico (esquistos, pizarras y cuarcitas), depositándolos en forma de oleada piroclástica basal húmeda en los alrededores de la laguna. Dichos depósitos freatomagmáticos ubicados en los tramos inferiores de la columna estratigráfica de las Higuieruelas apenas superan los 2 m. de espesor, testimonio de que la actividad no se prolongaría demasiado tiempo. Esta erupción volcánica según los datos radiométricos tenía lugar hace 4,8 millones de años, es decir, en torno al Plioceno inferior. Se corresponde, por tanto, con la primera etapa de actividad volcánica acaecida en las restantes subcuencas del Campo de Calatrava, entre el Mioceno superior y comienzos del Plioceno inferior. De ella no se conservan formas volcánicas, sólo depósitos interstratificados en la serie sedimentaria neógena.

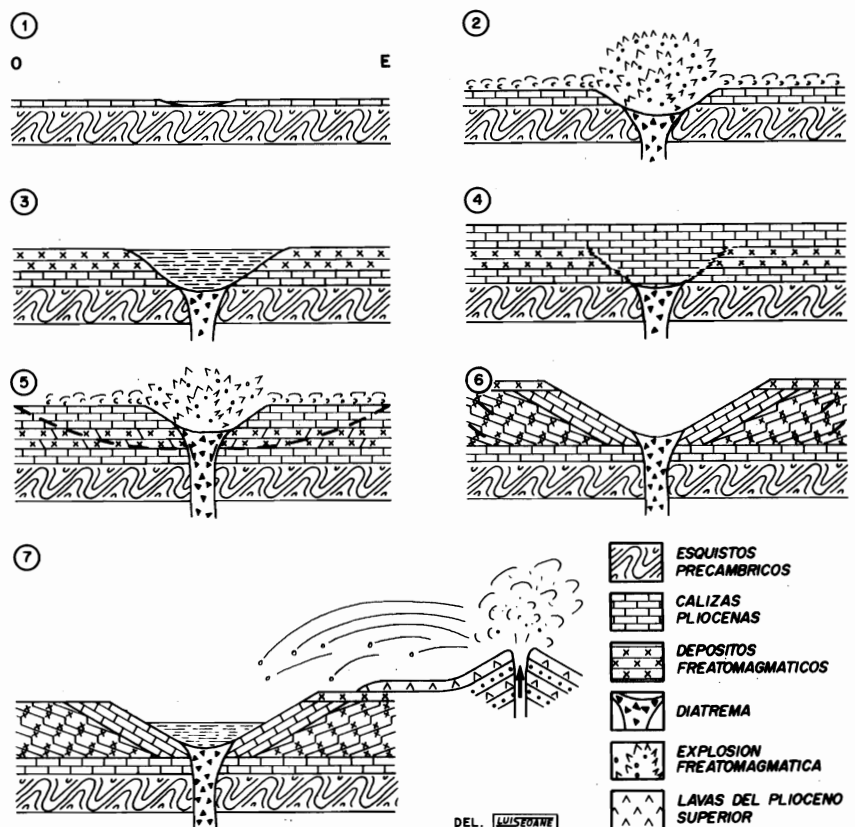
En la depresión cratérica del *maar*, originado en el primer episodio freatomagmático, se instala un nuevo sistema lacustre en el que prosigue la sedimentación, con más de 25 m. de calizas y dolomías de edad rusciniense que colman la hondonada. En ellas se han distinguido micromorfológicamente facies dolomicrocíticas, intradolomicrocíticas e intrabiodolomicrocíticas.

Tras la deposición de las calizas ruscinienses tiene lugar la segunda etapa eruptiva que se caracteriza, al igual que la anterior, por una actividad volcánica explosiva de tipo freatomagmático. Durante ésta, dominada por la interacción entre el magma y un manto freático, se produce una explosión muy violenta que engendra una nube eruptiva anular, capaz de transportar en suspensión frag-

mentos angulosos y heterométricos del sustrato (esquistos, pizarras y cuarcitas) y en menor medida productos volcánicos *sensu stricto* (piroclastos). Los materiales freatomagmáticos se depositan en forma de oleada piroclástica húmeda en las inmediaciones del nuevo edificio volcánico, caracterizado morfológicamente por disponer de una depresión circular de 450 m. de diámetro, orlada por calizas ruscinienses basculadas con buzamientos convergentes de unos 30 a 40 grados. Esta dislocación es producto de una manifestación volcano-tectónica de carácter local, resultante del reajuste del borde del cráter, a través de fracturas anulares o concéntricas, como respuesta a la distensión posteruptiva y a la inestabilidad de los materiales freatomagmáticos subyacentes. Se trata, pues, de un *maar* cuyos depósitos correlativos, constituidos por las oleadas anteriormente mencionadas, se hallan dispuestos sobre las calizas basculadas que bordean la depresión cratérica.

Nuevamente, sobre la hondonada prosigue durante el Plioceno superior la deposición lacustre. Durante este período la laguna cratérica de las Higuieruelas es afectada por otro episodio eruptivo que, acaecido a unos 350 m. al E. configura el edificio volcánico del Cabezo del Moro. Presenta una actividad típicamente estromboliana con abundante proyección de materiales piroclásticos fundamentalmente escorias, bombas y lapillis, que alcanzan el interior de la laguna, produciendo a la par la muerte de la fauna de mastodontes, gacelas, ciervos e hipopótamos allí establecida. Al unísono, el volcán Cabezo del Moro emite una colada lávica en

Fig. 9. Reconstrucción genética del maar de las Higuieruelas: 1.- Sedimentación lacustre a comienzos del Plioceno inferior. 2.- Primera etapa eruptiva freatomagmática acaecida en el Plioceno inferior (4,8 mill. de años), con formación de un cráter explosivo o maar. 3.- Instalación de una laguna en la depresión cratérica del maar y deposición de materiales sedimentarios. 4.- Colmatación del cráter explosivo a partir de calizas de edad rusciniense. 5.- Segunda etapa eruptiva freatomagmática (finales del Plioceno inferior o en la transición del Plioceno inferior al Plioceno superior), con formación de un nuevo maar. 6.- Reajuste volcánico-tectónico del borde del cráter, merced a la dislocación y comportamiento disarmónico de las oleadas piroclásticas húmedas. 7.- Erupción estromboliana (Villafranes inferior-medio) que edifica el aparato Cabezo del Moro y colmata la laguna.



abanico cuyo borde más occidental alcanza la orilla de la charca, cerrándola por el lado oriental. Así pues, este primer nivel lávico fosiliza la oleada piroclástica húmeda resultante de la formación del cráter explosivo de las Higuieruelas.

En consecuencia, podemos considerar la erupción del volcán Cabezo del Moro como el tercer episodio eruptivo de la evolución morfoeruptiva de la laguna, en cuanto que contribuye a colmar definitivamente la depresión de las Higuieruelas. En efecto, las margas y calizas depositadas durante el Plioceno superior, además de los piroclastos (fundamentalmente bombas y escorias) entremezclados con aquéllas, superan los 20 m. de espesor. Según las dataciones de K/Ar de tales materiales volcánicos, la erupción del volcán Cabezo del Moro acaecía hace 3,82 ó 3,52 millones de años, es decir, en torno al Plioceno superior basal o Villafranquiense inferior.

Casi simultáneamente, se producía otra manifestación eruptiva de tipo estromboliano a unos 900 m. al sur de las Higuieruelas, que conforma el volcán de Juan de la Puerta. Este edificio volcánico emitió una colada lávica pahoehoe en dirección a poniente, la cual fosiliza gran parte de las oleadas piroclásticas húmedas expelidas por el cráter que nos ocupa.

En conclusión, en la secuencia morfoeruptiva del cráter explosivo de las Higuieruelas distinguimos un total de tres etapas eruptivas, de las que sólo las dos primeras están directamente asociadas con su formación:

a) La primera fase volcánica sucedió según las dataciones radiométricas hace 4,8 mill. de años, a saber, en el Plioceno inferior. Se caracteriza por presentar una dinámica explosiva freatomagmática que origina un edificio volcánico peculiar denominado *maar* o *cráter explosivo* y depósitos freatomagmáticos en forma de oleadas piroclásticas húmedas.

b) Tras una larga pausa de inactividad volcánica, definida por la acumulación masiva de calizas y dolomías ruscinienses, sobreviene una segunda fase eruptiva de tipo freatomagmático que modela sobre dichas calizas un nuevo *maar*. En él se forma una laguna cuyo hábitat permite la acomodación de una importante comunidad faunística. Cronológicamente esta segunda etapa volcánica se sitúa a fines del Plioceno inferior y la transición de éste al Plioceno superior.

c) Por fin, un tercer suceso eruptivo de estilo estromboliano construye casi simultáneamente dos nuevos centros emisores en las inmediaciones de las Higuieruelas. Nos referimos al Cabezo del Moro, ubicado a 300 m. a levante y al Juan de la Puerta a 900 m. al Sur. La proyección de bombas volcánicas, escorias y lapillis alcanza la laguna, produciendo la muerte de la fauna, a la vez que se depositan entremezcladas con las margas y calizas del Plioceno superior.



Fig. 10. Borde noroccidental del cráter explosivo de Benavente.

De acuerdo con las dataciones radiométricas de los productos volcánicos, la actividad eruptiva de los edificios estrombolianos contiguos se inicia en torno a 3,82 a 3,52 millones de años, esto es, en el Plioceno superior basal o el Villafranquiense inferior. Sin embargo, es muy posible, según los indicios apuntados al comienzo de este epígrafe, que este tercer episodio pudiera retrotraerse cronológicamente al Villafranquiense medio. En cualquier caso, la secuencia morfoeruptiva de las Higuieruelas finaliza su ciclo con el relleno sedimentario de la laguna volcánica. Suceso éste casi contemporáneo con las primeras emisiones lávicas procedentes del Cabezo del Moro y Juan de la Puerta.

2. EL MAAR DE BENAVENTE

Se halla situado también en la subcuenca de Alcolea de Calatrava aproximadamente a 2 km. al NE de las Higuieruelas, muy cerca de la quintería de Benavente de la cual adopta dicho nombre. Al oriente está delimitado por el valle del río Jabalón y al occidente y mediodía por el arroyo de Benavente.

Sus dimensiones superan al resto de los cráteres explosivos objeto de estudio. Cuenta, en efecto, con una depresión elíptica cuyo diámetro mayor alcanza los 900 m. y una profundidad de 20 m.

Al igual que en las Higuieruelas, el *maar* de Benavente se labra en las calizas ruscinienses, las cuales adoptan estructuras laminares y tobáceas con presencia en la base de tramos calcoareníticos. El conjunto alcanza una potencia que oscila entre 2 y 5 m. y los 20 m. del borde SE de la depresión cratérica. Por debajo, reposa una oleada piroclástica húmeda de hasta 5 m., reemplazada a techo por un nivel de lapillis y cenizas volcánicas, dispuestas en estructura horizontal y con gradación invertida. Completa el muro del perfil estratigráfico un estrato de calizas y margas compactas, ordenados en bancos de 50 y 60 cm.

De lo hasta aquí considerado pueden deducirse dos etapas volcánicas que coinciden, tanto cronoló-

gicamente como en el tipo de mecanismo eruptivo, con las sucedidas en las Higuieruelas. La primera tiene lugar en el Plioceno inferior, con anterioridad a la deposición de las calizas ruscinienses. Se caracteriza por una actividad freatomagmática que deposita oleadas piroclásticas húmedas, para convertirse finalmente en otra de tipo estromboliano con emisiones piroclásticas. Por último, después de la deposición de las calizas ruscinienses, esto es, a finales del Plioceno inferior, tiene lugar el segundo acontecimiento eruptivo, también de connotaciones freatomagmáticas, durante el cual se genera el *maar*. Así, la explosión freatomagmática labró una depresión circular de 900 m. de diámetro, destruyendo las calizas ruscinienses. Posteriormente, al igual que sucediera en las Higuieruelas, por un proceso volcano-tectónico marginal, se produce la subsidencia del borde del cráter afectando a las calizas suprayacentes. Esto explica que adopten un buzamiento periclinal convergente con inclinaciones de hasta 35 y 40 grados.

Por último, en la depresión del *maar* se instala durante el Plioceno superior un sistema lacustre, con deposición de margas y arenas, que al igual que en las Higuieruelas permitiría la existencia de un importante elenco faunístico. En consecuencia, estas depresiones cratéricas ocupadas por ambientes lacustres son, sin ninguna duda, las áreas más propicias para encontrar nuevos yacimientos paleontológicos, que arrojen nuevos datos para despejar las incógnitas aún no desveladas.

Conviene resaltar que en las inmediaciones del cráter explosivo no hemos encontrado oleadas piroclásticas bien conservadas. Es muy probable que tales depósitos, al no estar fosilizados por coladas lávicas como en las Higuieruelas, se hayan desmantelado. Aún así, parece obvio que los materiales freatomagmáticos correlativos a la formación del *maar* de Benavente se encuentren dispersos en aureola alrededor de la depresión, junto con los originados en el Plioceno inferior durante el primer episodio volcánico.

3. EL MAAR DE GALIANA

Se aloja en la subcuenca de Alcolea de Calatrava, a tan sólo 2,5 km. del cráter de Benavente, cerca del pueblo de Valverde, entre los km. 227 y 228 de la C.N. de Ciudad Real-Piedrabuena, toda vez que es atravesado por dicha carretera. Al igual que en casos anteriores, su nombre lo recibe de la quintería situada justo en el borde oriental del cráter.

Este *maar* cuenta con una depresión cratérica circular de 750 m. de diámetro y de 8 m. de profundidad. Está configurada por un borde de calizas ruscinienses dislocadas con buzamientos comprendidos entre 25 y 40 grados que convergen al centro de la hondonada. Carece, al igual que los

restantes cráteres explosivos, del anillo de tobas volcánicas constituido por brechas explosivas y oleadas piroclásticas, típico de los *maares* calatraveños cuaternarios. Ello no ha de extrañarnos, pues estos anillos son fácilmente desmantelables, si consideramos el amplio período de tiempo transcurrido desde el acontecimiento volcánico. Sin embargo, se conservan restos de depósitos freatomagmáticos dispuestos en aureola en el interior del cráter, compuestos por fragmentos del sustrato paleozoico, fundamentalmente pizarras y cuarcitas muy angulosos y de tamaños milimétricos.

La formación del *maar* tuvo lugar a raíz de un fenómeno eruptivo de tipo freatomagmático producido a finales del Plioceno inferior, concretamente en el tránsito del Plioceno inferior al superior, acompañado de un mecanismo de reajuste volcano-tectónico del borde del cráter que explica el basculamiento periclinal de las calizas hacia el centro de la depresión. En ésta, durante el Plioceno superior, se forma un área lacustre donde se depositan arenas, margas y calizas que rellenan parte de la misma. Estas condiciones favorecerían el paso por la laguna de una importante comunidad faunística, por lo que consideramos también a este *maar* como otro de los lugares con más probabilidades para albergar un yacimiento paleontológico. Máxime, cuando se han encontrado en las cercanías del cráter explosivo de Benavente y del Cabezo de Galiana varias losas de calizas que fosilizan costillas y fémures de proboscídeos, según parece correspondientes a un *Anancus arvernensis*.

4. EL MAAR DE CANTARRANAS

Un kilómetro al E del *maar* de Galiana, en la margen derecha del río Guadiana, queda emplazado este cráter, distante 1,5 km. al NNE de Valverde. Su nombre corresponde a la quintería ubicada en su borde suroriental.

El *maar* se compone de una hondonada cratérica semicircular, modelada sobre las calizas ruscinienses de facies laminares y tobáceas, basculadas unos 30° SE. La presencia en el borde septentrional y meridional de depósitos freatomagmáticos, en especial materiales del sustrato como cuarcitas, pizarras y esquistos de tamaños heterométricos y muy angulosos, nos indica que la apertura de la depresión fue debida a una actividad de estilo freatomagmático, acontecida en el límite del Plioceno inferior al superior, a la que sucede el reajuste volcano-tectónico del borde del cráter que explica la dislocación y basculamiento periclinal de las calizas suprayacentes.

Esta erupción freatomagmática ocurrida en Cantarranas afecta también a las calizas ruscinienses que, buzando entre 20 y 35 grados, se prolongan por la orilla occidental del cráter hasta alcanzar la villa de Valverde.

Un dato muy interesante que confirma la riqueza paleontológica de estos maars es que a 600 m. al SSE se localiza el yacimiento de Valverde de Calatrava II, en el que se ha obtenido la siguiente fauna: *Equus cf. stenorius*, *Cervidae indet.*, *Bovidae indet.*, *Elephantidae indet.*, así como restos de roedores, reptiles y peces. La presencia de un molar superior de *Equus cf. stenorius* permite situar cronológicamente este yacimiento en el Villafranquiense medio (ALBERDI et al., 1986).

gicamente este yacimiento en el Villafranquiense medio (ALBERDI et al., 1986).

5. EL MAAR DE LOS CORRALES

Se halla en la intersección de la subcuenca de Alcolea de Calatrava y la de Ciudad Real, concreta-

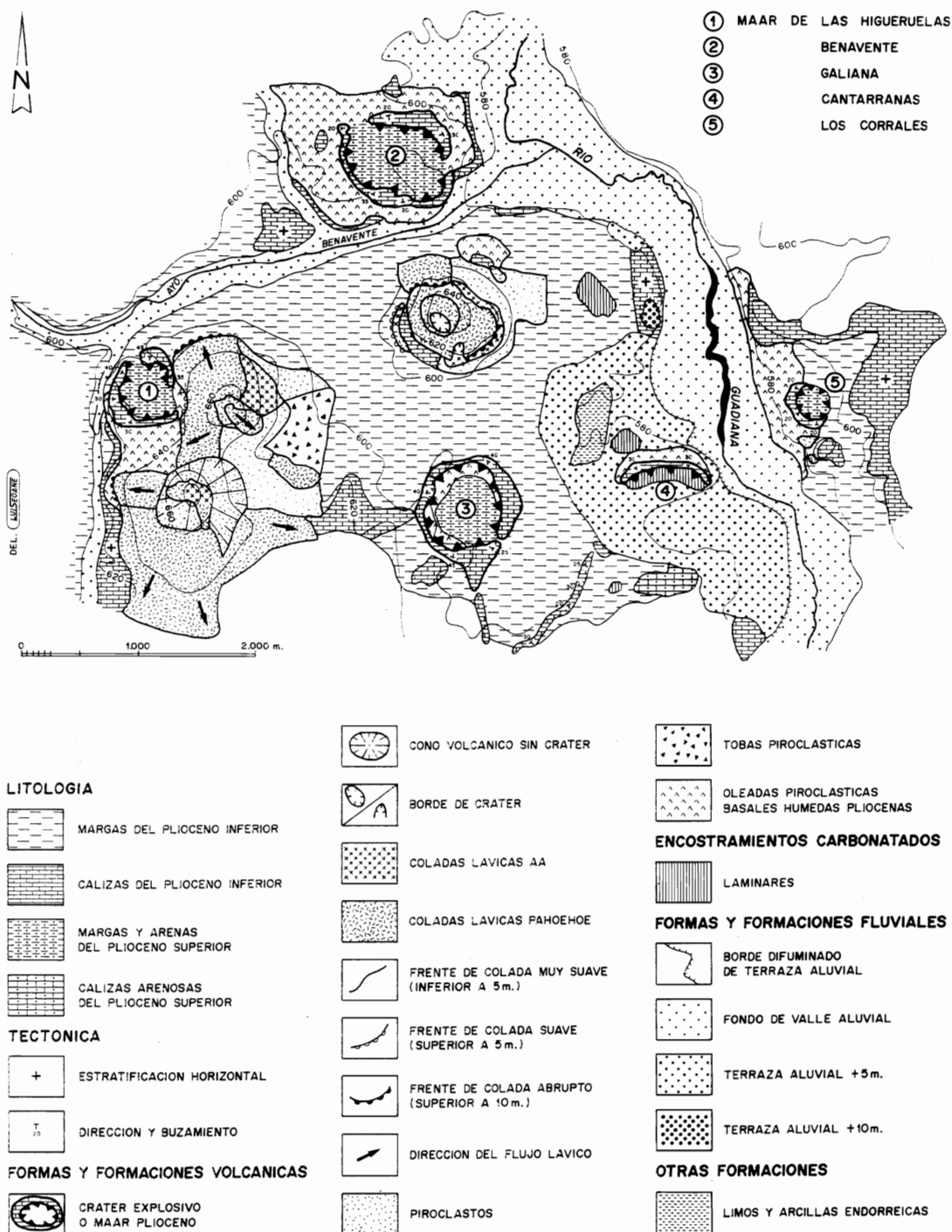


Fig. 11. Esquema geomorfológico de los cráteres explosivos pliocenos y de los volcanes estrombolianos villafranquienses en la subcuenca de Alcolea de Calatrava.

mente en la margen izquierda del río Guadiana, intercalado entre el cráter explosivo de Cantarranas al occidente y el Cabezo de la Plata al oriente. Es, sin duda, el *maar* más pequeño, pues cuenta con una depresión circular de apenas 300 m. de diámetro y 5 de profundidad.

En cuanto a la actividad volcánica podemos distinguir dos etapas eruptivas. La primera, desarrollada en el Plioceno inferior, cuenta a su vez con dos fases eruptivas: una inicial, con extrusión de pequeños apuntamientos lávicos; y otra terminal, de características freatomagmáticas, en la que se depositan oleadas piroclásticas húmedas. De ella, lógicamente no se conservan formas volcánicas, al quedar fosilizadas por más de 5 m. de calizas ruscinienses.

Un segundo suceso freatomagmático reanuda la actividad eruptiva entre finales del Plioceno inferior y comienzos del superior, abriendo definitivamente la depresión, tras lo cual se produce la subsidencia volcano-tectónica del borde del cráter similar a las acaecidas en los otros *maares*. Así pues, el cráter explosivo se caracteriza morfológicamente por disponer de una hondonada circular, sin borde anular tobáceo, orlada de calizas dislocadas con buzamientos convergentes entre 15 y 20 grados.

6. EL MAAR DE LA ENCOMIENDA

Está situado dentro de la subcuenca de Corral de Calatrava en la margen izquierda del río Jabalón a unos 600 m. del km. 185 de la C.N. Ciudad Real-Puertollano, próximo a la cantera de Los Egidos. Adquiere su nombre precisamente de la quintería ubicada en el borde oriental del cráter explosivo. Al norte lo delimitan las coladas lávicas del volcán de la Higuera.

Las calizas ruscinienses sobre las que se modela el *maar* de la Encomienda, caracterizadas por sus estructuras laminares y tobáceas, aparecen completamente dislocadas, con buzamientos convergentes de hasta 30 y 40 grados. Debemos precisar que tales calizas a tan sólo 500 y 1.000 m. de distancia, en Los Egidos y en la Loma de los Llanos, se hallan coronando la serie neógena en posición tabular; al igual sucede en el centro de la subcuenca de Corral, a 3 km. del cráter de la Encomienda, donde culminan pequeñas mesetas totalmente horizontales.

Teniendo esto presente, es lícito rechazar la atribución de tales basculamientos tanto a una deformación tectónica, bien sea resultante de la F2 desarrollada en el Plioceno inferior (MOLINA, 1975) o de la fase iberomanchega 1 en el límite Plioceno inferior-superior (AGUIRRE et al., 1976; PEREZ GONZALEZ, 1981), como a abombamientos y colapsos de calderas que originan domos y cubetas (IGME, 1988). En realidad, los basculamientos de las calizas ruscinienses únicamente pueden atribuirse a una explosión volcánica de tipo freatomagmática, capaz de destruir a aquéllas ubicadas en

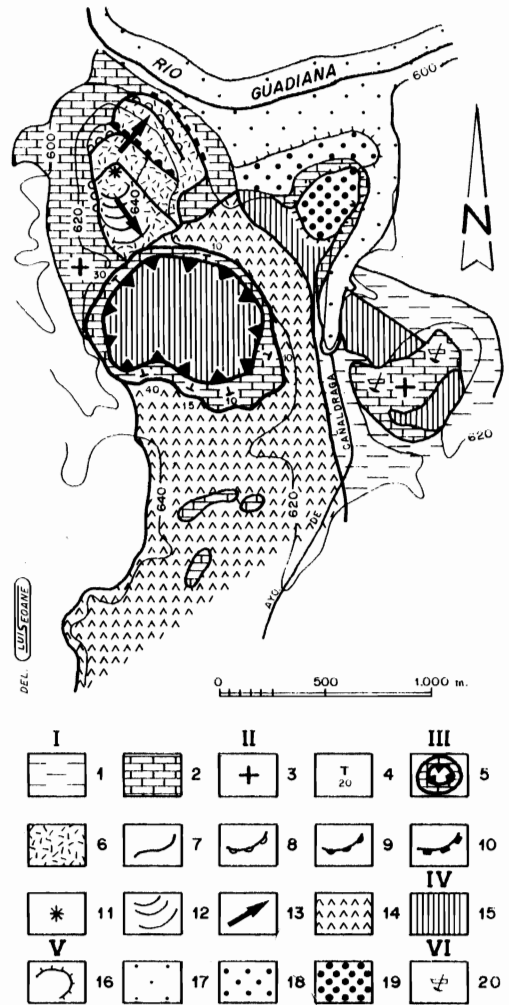


Fig. 12. Esquema geomorfológico del cráter explosivo de La Encomienda. Leyenda: I. Litología: 1. Margas del Plioceno inferior; 2. Calizas del Plioceno inferior. II. Tectónica: 3. Estratificación horizontal; 4. Dirección y buzamiento. III. Formas y formaciones volcánicas: 5. Cráter explosivo; 6. Coladas lávicas aa; 7. Frente de colada muy suave (inf. a 5 m.); 8. Frente de colada suave (sup. a 5 m.); 9. Frente de colada abrupto (sup. a 10 m.); 10. Frente de colada muy abrupto (sup. a 20 m.); 11. Centro de emisión sin cráter; 12. Arcos de empuje lávicos; 13. Dirección del flujo lávico; 14. Oleadas piroclásticas húmedas pliocenas. IV. Encostramientos carbonatados: 15. Facies laminares. V. Formas y formaciones fluviales: 16. Borde difuminado de terraza aluvial; 17. Fondo de valle aluvial; 18. Terraza aluvial + 5 m.; 19. Terraza aluvial + 20 m. VI. Formas de origen antrópico; 20. Canteras.

el lugar de la erupción, produciéndose posteriormente el reajuste volcano-tectónico del borde del cráter, como respuesta a la distensión posteruptiva y a la inestabilidad de los materiales subyacentes, mediante un ligero desplome de la cobertera caliza. Se crea, pues, una depresión cratérica circular, orlada por calizas basculadas con inclinaciones comprendidas entre 10 y 40 grados y con sentido convergente.

La actividad eruptiva freatomagmática sobrevino tras la deposición de las calizas ruscinienses que completan la serie neógena de la subcuenca, es decir, en la transición del Plioceno inferior al supe-

rior. Sin embargo, previo a la deposición de dichas calizas se había producido otro episodio freatomagmático durante el Plioceno inferior. En él llegaron a depositarse oleadas piroclásticas húmedas que se conservan en los contornos de la Encomienda, precisamente bajo las calizas ruscinienses del cráter explosivo. Dichas oleadas piroclásticas se caracterizan por su estructura caótica y su variedad litológica: desde calizas, cuarcitas y pizarras angulosas hasta fragmentos volcánicos (bombas volcánicas de 10-15 cm. y bloques de hasta 50 cm.) muy compactados por una matriz calcítica.

Las dimensiones del *maar* son relativamente grandes, con un diámetro de 750 m. y una profundidad en torno a 10 m. El interior del cráter está recubierto por abundantes costras carbonatadas laminares de 15 a 20 cm. de espesor y por abundantes fragmentos del sustrato, fundamentalmente cuarcitas y pizarras muy angulosas y heterométricas.

V. CONCLUSIONES FINALES

En definitiva, distinguimos un total de tres etapas eruptivas acontecidas en las subcuencas centrales del Campo de Calatrava durante el período de sedimentación neógena. Las dos primeras presentan exclusivamente dinámicas explosivas de tipo freatomagmático, sin evolución hacia otros mecanismos eruptivos. Sin embargo, los resultados morfológicos son muy diferentes. Así, del primer período, que transcurre entre finales del Mioceno superior y comienzos del Plioceno inferior, únicamente tenemos constancia de tal suceso merced a sus depósitos freatomagmáticos, pues no se conserva ninguna forma volcánica.

Por el contrario, del segundo episodio, acaecido a fines del Plioceno inferior o en la transición de éste al Plioceno superior, contamos con testimonios morfológicos perfectamente reconocibles. En concreto, se trata de seis cráteres explosivos o *maares* inéditos, toda vez que no habían sido recogidos o considerados como tales en los trabajos anteriores.

Estos cráteres explosivos o *maares* están constituidos morfológicamente por depresiones cratéri-

cas con forma circular, semicircular o de media luna, orladas en todo su perímetro por calizas ruscinienses basculadas, con buzamientos convergentes al centro de la hondonada. Carecen, sin embargo, del típico anillo tobáceo volcánico tan característico de los *maares* pleistocenos.

Por otro lado, los basculamientos de las calizas ruscinienses y de los depósitos freatomagmáticos en las tres subcuencas aquí analizadas son imputables única y exclusivamente a fenómenos eruptivos de tipo freatomagmático y volcano-tectónicos locales o marginales, descartándose cualquier fase tectónica, sea ésta la F2 (MOLINA, 1974 y 1975) o la fase iberomanchega 1 (AGUIRRE et al., 1976; PEREZ, 1981), o procesos de colapsos de calderas (IGME, 1988). Concretamente, en los depósitos freatomagmáticos son frecuentes las deformaciones postdeposicionales en forma de *slumps* y de *mega-ripples*, así como su adaptación durante su emplazamiento a la topografía previa. Por contra, los basculamientos de las calizas ruscinienses responden exclusivamente a fenómenos volcano-tectónicos de carácter marginal, consistentes en el reajuste o acomodación subsidente del borde del cráter, como consecuencia de la inestabilidad de los depósitos freatomagmáticos subyacentes y de la distensión posteruptiva, tras las violentas explosiones freatomagmáticas.

Durante el Plioceno superior, estos *maares* o cráteres explosivos han conformado un importante conjunto lagunar, con condiciones ecológicas adecuadas para la instalación de importantes comunidades faunísticas. Es, por tanto, lógico considerar a estas depresiones cratéricas como reservas de posibles yacimientos paleontológicos.

Por último, la tercera etapa volcánica se caracteriza por mecanismos eruptivos típicamente estrombolianos que edifican dos volcanes: el Cabezo del Moro y Juan de la Puerta. Estos aparatos se originan durante el Villafranquiense inferior o medio, cerrando el ciclo de la secuencia morfoeruptiva del *maar* de las Higuieruelas.

Este último episodio representa la transición a los fenómenos volcánicos de edad pleistocena, caracterizados por la mayor variedad de dinámicas eruptivas y diversidad de tipologías morfológicas.

BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E. (1971): «Datos para la historia terciaria del Campo de Calatrava», *Cuadernos de Estudios Manchegos*, nº 2, pp. 159-171.
- AGUIRRE, E. et al. (1976): «Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el neógeno de la Meseta sur española», *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, nº 5, pp. 7-29.
- ALBERDI, M. T. et al. (1986): «Paleontología y bioestratigrafía de los yacimientos villafranquienses de las Higuieruelas y Valverde de Calatrava II (Campo de Calatrava, Ciudad Real)», *Actas de la I Reunión de Estudios Regionales de Castilla-La Mancha, vol. III. El medio físico de Castilla-La Mancha*. Albacete, Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha, pp. 249-253.

- AMBERT, P. (1989): «Les maars languedociens. Leur contribution à l'évolution morphologique quaternaire», *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, n° 5, pp. 379-385.
- ANCOCHEA, E. (1983): *Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España central*. Madrid, Universidad Complutense de Madrid, 675 pp.
- ANCOCHEA, E. et al. (1979): «Edades radiométricas K-Ar del vulcanismo de la Región Central Española», *Est. Geológicos*, vol. 35, pp. 131-135.
- ANCOCHEA, E. (1984): «Magmas primarios y diferenciados de la Región volcánica central española», *Rev. Mat. Proc. Geol.* t. II, pp. 115-133.
- BATTISTINI, R. (1989): «Les essaïms de cratères d'explosion du katwe et du Bunyarunguru au sud du Ruwenzori (Uganda)», *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, n° 5, pp. 371-377.
- BERGAMIN, J. F. (1986): *Interpretación geotectónica del área del Campo de Calatrava (Ciudad Real), basada en determinaciones gravimétricas*. Madrid, Universidad Complutense de Madrid, 239 pp.
- BERGAMIN, J. F. y CARBO, A. (1986): «Discusión de modelos para la corteza y manto superior en la zona sur del área Centroeibérica, basados en anomalías gravimétricas», *Estudios Geológicos*, n° 42, pp. 143-146.
- BONADONNA, F. y VILLA, I. (1986): «Estudio geocronológico del volcanismo de las Higuieruelas», *Actas de la I Reunión de Estudios Regionales de Castilla-La Mancha, vol. III. El medio físico de Castilla-La Mancha*. Albacete, Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha, pp. 249-253.
- BONIFAY, E. y MERGOIL, J. (1988): «Les maars de Soleilhac (Blauzac-Haute-Loire) et leurs séries volcano-sédimentaires», *C.R. Acad. Sci.*, París, t. 307, Ser. II, pp. 1561-1566.
- BOIVIN, P. et al. (1982): «Influence de la nature des magmas sur l'activité phreatomagmatique: approche volcanologique et thermodynamique», *Bull. Volcanol.*, vol. 45, 1, pp. 25-39.
- BOUT, P. (1975): «Les maar, critique d'opinions récentes», *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, 246, pp. 167-174.
- CAS, R. y WRIGHT, J. (1987): *Volcanic successions, modern and ancient. A geological approach to processes, products and successions*. Londres, Allen and Unwin, 528 pp.
- CRESPO ZAMORANO, A. et al. (1986): «Nuevos datos sobre la sedimentación neógena de La Mancha (Ciudad Real)», *XI Congreso Nacional de Sedimentología*, Barcelona.
- CRESPO ZAMORANO, A. et al. (1988): «Primeras notas sobre los yacimientos de manganeso cobaltífero en el plioceno del Campo de Calatrava (Ciudad Real)», *Boletín de la Soc. Española de Mineralogía*, vol. 11, pp. 149-152.
- GREEN, J. y SHORT, N. (1971): *Volcanic landforms and surface features. A photographic atlas*. New York, Springer-Verlag, 522 pp.
- HEINTZ, E. (1975): «Gazella borbonica (Bovidae, Mammalia) et l'âge pliocène de gisement de las Higuieruelas (Alcolea de Calatrava, Ciudad Real, Espagne)», *Koninkl. Nederl. Akademie Van Wetenschappen, Ser. B.*, 78, n° 3, pp. 219-224.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1921): «El yacimiento de mamíferos de Valverde de Calatrava y edad de los volcanes de la provincia de Ciudad Real», *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, T. bicentenario, pp. 98-114.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1932): *Estudio de la región volcánica central de España*. Madrid, Mem. Acad. de Ciencias Ex. Fis. Nat., Tomo III, 235 pp.
- HOYOS, M. et al. (1986): «Características geológicas del yacimiento de las Higuieruelas (Ciudad Real)», *Actas de la I Reunión de Estudios Regionales de Castilla-La Mancha, vol. III. El medio físico de Castilla-La Mancha*. Albacete, Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha, pp. 249-253.
- IGME (1988): *Mapa Geológico de España. Esc. 1: 50.000. Hoja 784. Ciudad Real*. Madrid, I.G.M.E.
- LORENZ, V. (1973): «On the formation of maars», *Bull. Volcanol.*, vol. 37, pp. 183-204.
- MARTI, J. y MALLARACH, J. M. (1987): «Erupciones hidromagmáticas en el volcanismo cuaternario de Olot (Girona)», *Estudios Geológicos*, n° 43, pp. 31-40.
- MARTINEZ DE PISON, E. y QUIRANTES, F. (1981): *El Teide. Estudio Geográfico*. Santa Cruz de Tenerife, Interinsular, 190 pp.
- MAZO, A. et al. (1980): «Le gisement à Anancus arvernensis d'Alcolea de Calatrava (Ciudad Real) dans la Ruscien (Pliocene) de la Mesete espagnole», *Bull. Soc. Belge de Géol.*, n° 89, pp. 145-178.
- MOORE, J. (1967): «Base surge in recent volcanic eruptions», *Bull. Volcanol.*, Tome XXXI, pp. 45-73.
- MOLINA, E. y PEREZ GONZALEZ, A. (1971): «Informe geológico del yacimiento de las Higuieruelas (Ciudad Real)». Estudio para la Wenner-Foundation for Anthropological Research, Inc., inédito.
- MOLINA, E. et al. (1972): «Observaciones geológicas del Campo de Calatrava», *Estudios Geológicos*, vol. 27, pp. 3-11.
- MOLINA, E. (1974): *Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Tesis Doctoral, Fac. Ciencias de la Universidad Complutense de Madrid, 347 folios.
- MOLINA, E. (1975): «Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real)», *Trab. Neógeno-Cuaternario*, n° 3, pp. 1-106.
- OLLIER, C. D. (1967): «Maars. Their characteristics, varieties and definition», *Bull. Volcanol.*, Tome XXXI, pp. 45-73.
- PARADAS, A. y FERNANDEZ, S. (1984): «Estudio vulcanológico y geoquímico del maar de la Caldera del Rey. Tenerife. (Canarias)», *Estudios Geológicos*, n° 40, pp. 285-313.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1981): *Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la*

- cuenca del Tajo*. Madrid, Universidad Complutense de Madrid, 787 pp.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1989): «Submeseta meridional» en AA.VV.: *Territorio y Sociedad en España I. Geografía Física*. Madrid, Taurus, 441 pp.
 - POBLETE PIEDRABUENA, M. A. (1989): «Contribución al estudio geomorfológico de las costras ferromanganesíferas del Campo de Calatrava (Ciudad Real)», *Actas del XI Congreso Nacional de Geografía*, T. II, Madrid, pp. 326-335.
 - REMAOUN, K.: «Volcanisme alcalin et phréatomagmatisme. Leur rôle dans la morphogénèse plioquaternaire en basse Tafna (Algérie)», *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, n° 5, pp. 387-390.
 - RITTMANN, A. (1963): *Les volcans et leur activité*. París, Masson, 461 pp.
 - ROMERO, C.; QUIRANTES, F. y MARTINEZ DE PISON, E. (1986): *Los volcanes. Guía Física de España*. Madrid, Alianza Editorial, 256 pp.
 - ROMERO, C. (1991): *Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario*. Sta. Cruz de Tenerife, Consejería de Política Territorial del Gobierno Autónomo de Canarias, 2 Tomos, 1.463 pp.
 - ROMERO, C.: «Consideraciones acerca de las calderas», *Ería*, en prensa.
 - WOHLLETZ, K. H. (1980): *Explosive hydromagmatic volcanism*. Arizona, Arizona State University, 303 pp.