

EL RELIEVE VOLCANICO DEL CAMPO DE CALATRAVA (CIUDAD REAL)



Miguel Angel Poblete Piedrabuena



Junta de Comunidades de
Castilla-La Mancha



UNIVERSIDAD DE OVIEDO
Departamento de Geografía

Miguel Angel Poblete Piedrabuena

Nacido en Madrid en 1963, cursa sus estudios en la Universidad Autónoma de Madrid donde se licencian en Filosofía y Letras (Sección Geografía) en 1986, siendo Becario de Formación de Personal Investigador durante el año 1988 y obteniendo el grado de Doctor en Geografía con Premio Extraordinario en 1993. Desde 1989 es Profesor Asociado de Geografía Física en la Universidad de Oviedo.

Su quehacer investigador se concreta fundamentalmente en el análisis geomorfológico de los volcanes, en especial de la Submeseta Meridional, habiendo publicado diversos artículos referentes a manifestaciones hidrotermales, morfología volcánica y encostramientos ferromanganesíferos.

Cubierta:
Cráter explosivo de La Posadilla
enclavado en la Sierra de Medias Lunas.

**EL RELIEVE VOLCANICO
DEL CAMPO DE CALATRAVA
(CIUDAD REAL)**

Miguel Angel Poblete Piedrabuena

**EL RELIEVE VOLCANICO
DEL CAMPO DE CALATRAVA
(CIUDAD REAL)**



Junta de Comunidades de
Castilla-La Mancha



UNIVERSIDAD DE OVIEDO
Departamento de Geografía

© Miguel Angel Poblete Piedrabuena
Diseño de la Cubierta: Miguel Angel Poblete Piedrabuena
Fotografías y gráficos: Miguel Angel Poblete Piedrabuena
I.S.B.N.: 84-605-2684-4
D.L.: AS-1.072/94

A mi familia

AGRADECIMIENTOS

Han transcurrido algunos años desde que inicié la tarea de analizar los principales rasgos de las formas volcánicas calatraveñas. Con el ahínco propio del principiante, no totalmente consciente de la gravedad de los problemas a los que habría de enfrentarme y que superarían con creces mi todavía embrionaria preparación. En contrapartida, disponía del entusiasmo por ahondar en el conocimiento de una tierra hacia la cual siento especial cariño, transmitido por mis familiares, labradores infatigables de las fértiles sernas volcánicas.

Estos factores supusieron un apoyo sólidamente acrecentado por la ayuda y el respaldo de numerosas personas e instituciones que han hecho posible la conclusión del trabajo. Quisiera comenzar reconociendo la paciencia de los conterráneos de Ballesteros de Calatrava, Villar del Pozo y de las quinterías aledañas por soportar mi estampa por sus sembrados y cotos de caza. Asimismo el merecimiento a Gregorio Ballesteros y a Antonio Mohino que me mantuvieron al corriente de las trincheras y canteras que se abrían en los volcanes y me libraron de más de un apuro cargando conmigo y con la motocicleta.

Mi sincera gratitud a la Universidad de Castilla-La Mancha y especialmente al Laboratorio de Edafología de la E.I.T.A. de Ciudad Real, cuyo director Anselmo Acosta facilitó que un imperito pudiera realizar diversos análisis, merced a la generosa dedicación de la mineralóloga Angustias Córdoba y del ayudante Carlos Ribera. También quiero dar las gracias a los responsables del equipo de E.N.A.D.I.M.S.A. de Ciudad Real, sobre todo a Antonio Crespo Zamorano -experto y consagrada autoridad en el estudio de costras ferromanganesíferas- con el que comporté jornadas de campo y gabinete, quién nunca reparó en proporcionarme cuanta información fuese de utilidad.

He de agradecer la generosidad de los miembros del Departamento de Geografía de la Universidad Autónoma de Madrid, especialmente de Eduardo Martínez de Pisón director de la tesis que ha dado origen a este libro, de Francisco Alonso que estuvo conmigo por primera vez en el campo y de Juan Antonio González quien brindó su apoyo incondicional y no escatimó esfuerzo en la resolución de múltiples problemas. Por último mi emotivo reconocimiento a Félix María Ugarte, de quien tuve oportunidad de aprender la rigurosidad del trabajo bien hecho. Tampoco puedo olvidar a mis amigos M^a José González, Enrique Serrano y Carlos Agudo, cuyo respaldo superó el consabido apoyo moral.

Por otro lado, quiero reiterar mi deuda insalvable con M^a Angeles García del Cura y Salvador Ordoñez por su desinteresada interpretación de las láminas delgadas.

También he de hacer especial referencia a mis compañeros del Departamento de Geografía de la Universidad de Oviedo, que de un modo u otro siempre me han ayudado en estos años, sobre todo a Juan Carlos Castañón que amablemente realizó los análisis granulométricos y a José Luis Seoane que con tanto esmero ha llevado a cabo la delineación.

Finalmente, pido disculpas por la inevitable omisión de algunas personas en esta relación, lo cual no significa que me haya olvidado de ellas.

SUMARIO

| | |
|--|-----|
| PROLOGO..... | 13 |
| INTRODUCCION | 17 |
| I: CARACTERISTICAS LITOESTRATIGRAFICAS Y MORFOESTRUCTURALES | 41 |
| II: FORMAS DEL RELIEVE VOLCANICO | 81 |
| III: MORFOLOGIA DE LAS COSTRAS FERROMANGANESIFERAS | 221 |
| CONCLUSIONES | 391 |
| APENDICES GRAFICOS..... | 399 |
| BIBLIOGRAFIA | 431 |
| INDICES..... | 455 |

PROLOGO

Cuando, hace ya cien años, escribía Mallada su síntesis sobre “las rocas hipogénicas” para la *Explicación del Mapa Geológico de España*, tenía ya información especializada para poder dedicar varias páginas acertadas y aún hoy sugerentes a la región volcánica del Campo de Calatrava, gracias a los trabajos previos de Maestre (1836), de Prado (1846), de Quiroga (1880), de Calderón (1883), de Ezquerro (1884) y de Caminero: “no bajan de 100 -señalaba- los asomos de estas rocas”, presentes en el paisaje, como las manchas y cerros conocidos popularmente como “negrizales” y “hormigoneras”.

Tras los nuevos trabajos de Calderón a inicios de nuestro siglo, en los años treinta adquirieron, incluso, celebridad científica los volcanes de Ciudad Real, gracias a los estudios que, entre otros, les dedicó Francisco Hernández-Pacheco, siguiendo la pauta marcada por Eduardo Hernández-Pacheco en el decenio anterior, con sus investigaciones sobre estos volcanes y su edad, en relación con el yacimiento de mamíferos cuaternarios de Valverde de Calatrava.

La obra de Francisco Hernández-Pacheco tuvo larga vigencia, de modo casi exclusivo, hasta incluso mediados o fines de los setenta, es decir, hasta que se introducen con nuevas investigaciones mayores detalles en el conocimiento geográfico, volcanológico y geomorfológico del área, con las aportaciones geológicas de E. Molina y de E. Ancochea y las geográficas de F. Quirós y en sus proximidades, de J. Muñoz.

La formación de Hernández-Pacheco dió también -junto al trabajo de Geografía humana de J. Dantín de 1932- un carácter geográfico explícito a su aportación, por lo que ésta, para nosotros, tiene también un peculiar sentido de precedente. Así, la ubicación del fenómeno en relación con las demás zonas volcánicas peninsulares, su inserción en las comarcas naturales de la región central, la referencia a las formas de relieve en el paisaje, la función

de los productos volcánicos en el espacio en que se sitúan, su diferenciación de formas (cabezos, conos, cráteres, coladas, mantos de cenizas, lagunas, hervideros de aguas agrias) y su relación con las condiciones, los relieves y los materiales no volcánicos (por ejemplo los miocenos, los paleozoicos, las rañas o su asociación con la red fluvial o con el acuífero) o la disposición alineada de los asomos eruptivos, son rasgos geográficos indudables, a los que se añade con el mismo carácter la primera cartografía (a 1: 100.000) del conjunto o la descripción puntual de los aparatos o, incluso, el criterio expresivo de varias figuras. Puede afirmarse que con esta obra se fundamenta una de las bases de la entonces naciente geomorfología española, que ya atiende de modo especial los relieves volcánicos.

Pero, pese a esta tradición -lógica en un tema y un lugar científicamente importantes-, y a su interés explícitamente geográfico, no existía hasta hace poco -hasta esta obra que prologamos, procedente de la tesis doctoral en Geografía Física, leída en la Universidad Autónoma de Madrid, de Miguel Angel Poblete, que actualmente es profesor del Departamento de Geografía de la Universidad de Oviedo- un estudio geomorfológico modernamente concebido y con la entidad requerida, centrado expresamente en los relieves volcánicos de Ciudad Real y en directa conexión morfogenética con los de su entorno geográfico.

Este libro, pues, vuelve en cierto modo a los orígenes, pero con métodos y criterios actuales. Se encuadra, además, por un lado, en los progresivos y actualizados estudios de Geomorfología volcánica en España, ya formalizados en Canarias -aquí en continuidad en la Península-, y, por otro, en la conocida maduración de los conocimientos geográficos, geomorfológicos y geológicos del centro peninsular, sus llanos, valles y serranías inmediatas. También se apoya en técnicas y métodos de análisis ya implantados en la investigación geográfica, que en este caso proceden en buena medida de la beneficiosa etapa de enseñanza de Félix Ugarte en la Universidad Autónoma de Madrid.

A partir de ahí, Miguel Angel Poblete ha desarrollado un trabajo propio, profesionalmente competente y original y con un talante personal no sólo responsable, sino también generoso: su actitud ante el deber no es otra, pero a ello se añade un factor de adscripción a su propia tierra realmente ejemplar, que le ha llevado a desentrañar los problemas con especial dedicación, quizás habría que decir que con el admirable tesón y entrega con los que las generaciones que le precedieron en aquel paisaje hicieron fructificar una y otra vez su tierra.

Cuando se introduce y se extiende, cada día más, en la investigación un desinteresante “para qué” pragmático, produce estímulo encontrar a veces

trabajos como éste que reposan en un “por qué” de mayor hondura y compromiso personal.

Esta investigación ha sido llevada a cabo, sin reservas, con lo que se suele llamar “espíritu científico”, con método analítico explícito, con una intensa obtención de los datos que pudieran abrir los caminos a las interpretaciones y con una abierta defensa, tras estos apoyos, de las conclusiones originales establecidas, de las renovaciones -que son abundantes, enriquecedoras y, en casos, sustanciales- en la concepción de la génesis y los tipos de relieve. Ello aparece en los detalles y en el conjunto, apoyado y expresado en una cartografía -indispensable en el criterio del geógrafo-, que ha de tener procedimientos en parte propios para la especial representación morfológica de los relieves volcánicos, su condicionamiento, su adaptación y sus efectos en un sustrato y un entorno diferentes.

Este punto de partida del método abre, pues, el libro, necesaria y significativamente. Primero se habla, por tanto, del modo de obtener los datos, del mejor modo, en lo posible, de extraerlos en el amplio trabajo de campo y en el laboratorio. En segundo lugar, del territorio en que se tomaron y al que se intenta, con ellos, explicar. Luego, de ellos mismos, en las dos partes sucesivas del edificio que conforma el relieve: en la base, los materiales, evolución y morfoestructuras del conjunto regional y, como complemento superpuesto, pero esencial en los objetivos de este trabajo, de los volcanes, su articulación estructural, su actividad y sus rasgos morfológicos resultantes, diferenciados en tipos, algunos realmente originales, como en el caso de los cráteres explosivos y maares, especialmente, y algunas morfosecuencias eruptivas.

La génesis de las formas queda, así, explicada, pero un fenómeno singular, las costras ferromanganesíferas, puede aportar aun datos interpretativos sustanciales y finales en esa historia morfológica completa, en la que la interferencia volcánica en el resto de los procesos se vuelve a hacer especialmente patente y particularmente explicativa.

Ciertamente, como muchos geógrafos saben, el ejercicio de la Geografía Física, modernamente entendida, en nuestro país padece algunos defectos de orden práctico, derivados de su falta de implantación social completa -debi-da quizás a ser su ejercicio entre nosotros relativamente reciente-, pese a que su aportación es ya abundante y seria. Así, es necesario superar el insuficiente reconocimiento oficial de su identidad autónoma en los organismos científicos, cada vez que se emprende un trabajo, con la inevitable secuela de que éste no tendrá los apoyos materiales que debería merecer. Por ello, tal trabajo descansa casi siempre en la calidad y desprendimiento personal de quien lo emprende. Creo conveniente decir esto aquí para insistir en algo

que para mí es también especialmente valioso en esta investigación: en su carácter vocacional, desinteresado, capaz de remontar sin decaer en esos obstáculos materiales, sin que ello dañe el interés, la paciencia, la meticulosidad, el rigor del autor.

Quizás habrá una contrapartida impagable para el autor en haber sabido leer y explicar luego a los demás un paisaje, porque nosotros no somos sólo investigadores, sino más bien profesores que investigan y, por ello, nuestro objetivo no se reduce a intercambiar información con otros científicos en las esferas especializadas, sino que abarca también el compartir nuestras averiguaciones en el medio social propio. Por ello, algunos pensamos, aunque me parece que contra corriente, que es importante la publicación de esas investigaciones en nuestra propia lengua, en nuestra propia tierra. Cada vez que esto ocurre, como en el caso de este libro, hay un beneficio evidente para una sociedad que, si no difundiera para sí misma estos conocimientos, estaría cada día, al menos en estas cosas, más despotenciada culturalmente.

Finalmente, hay todavía otra posible recompensa para el autor que puede transferirse a sus lectores, si éstos emprenden, tras recorrer el libro, un viaje por los volcanes que en él se explican. Un geógrafo de los que hoy se llaman “clásicos” escribía hace años sobre la satisfacción producida por el solo hecho de recorrer los lugares construidos por la actividad volcánica, por ser uno de los espectáculos naturales de más impresionante belleza, ya sea al ser observada directamente o por la referencia de los singulares paisajes -de sus “ruinas”, que nos ha legado. En este caso, está claro que tenemos su fascinación a la misma puerta de casa.

EDUARDO MARTINEZ DE PISON

Catedrático de Geografía Física
Universidad Autónoma de Madrid

INTRODUCCION

I. METODOLOGIA

Para emprender el estudio de las formas del relieve volcánico calatraveño hay que partir de la consideración de que se articula en un relieve preexistente, por lo que el volcanismo aunque morfológicamente muy significativo, no es aquí más que un fenómeno puntual en el espacio y el tiempo. Estamos, pues, ante un relieve postizo que interfiere y enmascara tanto el paisaje serrano paleozoico como el de las llanadas terciarias. Si aceptamos esta premisa es obvio que el análisis de la morfología volcánica *per se* carece de sentido, puesto que únicamente puede alcanzarse un grado aceptable de comprensión mediante la interpretación de las interferencias entre los distintos tipos de relieves. Un ejemplo relevante y esclarecedor lo constituye el papel modelador que ha desempeñado el fenómeno eruptivo, incluso una vez concluida y extinguida su actividad. Nos referimos concretamente a los veneros termales que han participado activamente en la morfogénesis de encostramientos ferruginosos de depósitos adyacentes.

Por consiguiente, la morfología volcánica no puede estudiarse aislada e inconexa del resto de las formas que definen el relieve calatraveño. Es precisamente en sus interferencias, relaciones e interconexiones donde se encuentran las claves interpretativas que nos permiten conocer y comprender su génesis.

Al inicio del trabajo procedimos al reconocimiento exhaustivo y sistemático del área de investigación con el afán de localizar e identificar los edificios volcánicos, contando para este menester con la inestimable ayuda de las descripciones y catálogos de volcanes de Francisco Hernández-Pacheco (1932) y de Eumenio Ancochea (1983). Durante esta labor de campo descubrimos que aún había aparatos volcánicos no recogidos o identificados como tales, al tiempo que acometimos la selección de los depósitos freatomagmáticos pliocenos que nos servirían para analizar las etapas volcánicas más antiguas, al ser éstos los únicos registros o testimonios conservados.

Las dificultades con las que tropezamos al comienzo para reconocer y distinguir algunos depósitos volcánicos, especialmente los materiales freatomagmáticos, nos hicieron pensar en la posibilidad de emplear algunos métodos analíticos que revirtieran más información y facilitaran tal discernimiento. Con ese propósito, procedimos a los análisis granulométricos de los depósitos piroclásticos y de las oleadas piroclásticas basales. Sin embargo, tras la recogida de las primeras muestras y los correspondientes escarceos en el laboratorio¹ decidimos no proseguir adelante, en parte por las propias limitaciones del método y por no

¹ Realizados en el Laboratorio de Geografía Física de la U.A.M.

ser el más útil y adecuado para las características de la zona. Efectivamente, una elevada proporción de los depósitos presentaban abundantes niveles cementados por calcita y carbonatos, lo cual impedía, ante la imposibilidad de disgregarlos o eliminar las cementaciones, obtener una definición granulométrica con cierto grado de fiabilidad. Aun en caso de ser factible se corría el riesgo de introducir datos erróneos al añadir fracciones derivadas de los propios cementos. Por otra parte, el proceso de tamizado con vibrador mecánico o incluso mediante el cernido manual de los harneros era lo suficientemente enérgico y abrasivo como para desmenuzar y romper las partículas más finas y frágiles.

A esto se añade que durante la estancia en el II Curso de Volcanología (organizado por el Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica de la Universidad de Barcelona y el Instituto de Geología “Jaime Almera”) tuvimos la oportunidad de aprender sobre el terreno los análisis volcanoestratigráficos empleados para identificar y distinguir los distintos tipos de depósitos volcánicos, esto es, piroclásticos, oleadas y coladas piroclásticas. Ante la efectividad de este método, las dificultades del empleo de la granulometría y la escasa variedad de facies de flujos piroclásticos presentes en el área de estudio (reducida a las oleadas piroclásticas), optamos definitivamente por abandonar los análisis granulométricos a cambio del método volcanoestratigráfico.

En cualquier caso, la efectividad de los análisis granulométricos aplicados a depósitos volcánicos no puede ni siquiera cuestionarse y buena prueba de ello lo constituyen las abundantes referencias bibliográficas al respecto (WALKER, 1981 y 1983; WOHLLETZ y SHERIDAN 1979; WOHLLETZ, 1983; EDNEY, 1984; FISHER y HEIKEN, 1982; DRUITT y SPARKS, 1982; WILSON, 1981; SPARKS, 1976; ALONSO BLANCO, 1987). Su uso es imprescindible en áreas volcánicas donde la variedad de mecanismos eruptivos y de dinámicas se reflejan en una amplia diversidad de materiales volcánicos difíciles de distinguir; tales como depósitos de caída (brechas explosivas, proyecciones balísticas, coignimbritas de *lag fall* o de *ash fall*), coladas piroclásticas (ignimbritas de tipo andino, tipo Taupo, nubes ardientes, etc.) y oleadas piroclásticas (basales de tipo húmedo o seco, *ground surge* y *ash cloud surge*).

Contamos con un ejemplo bastante reciente dentro de la volcanología española en el que se incorporan métodos analíticos como la granulometría, morfoscopia y estratigrafía en el estudio de los productos volcánicos. Se trata de la tesis doctoral de Juan José Alonso Blanco (1987) en la que el empleo de dichas técnicas fue fundamental no sólo para obtener una información complementaria para diferenciar los distintos tipos de depósitos, sino también para conocer sus dinámicas generadoras, transporte y deposición.

1. ANALISIS VOLCANOESTRATIGRAFICOS Y MORFOERUPTIVOS

A tenor de lo expuesto, en nuestro planteamiento hemos considerado oportuno recurrir a una metodología dicotómica y a la vez interrelacionada. Por un lado, el análisis morfológico ha sido, sin duda, el prioritario puesto que mediante el reconocimiento sobre el terreno de las formas volcánicas hemos obtenido una valiosa información acerca de los estilos y comportamientos de la dinámicas eruptivas, así como de sus desarrollos y evoluciones. Por otro, de acuerdo con las ideas de Alfred Rittmann² y los fundamentos volcanoestratigráficos hemos intentado precisar, mediante el estudio de los materiales depositados, las diversas fases o episodios que conforman los paroxismos volcánicos; además de caracterizar sus correspondientes estilos eruptivos y, por ende, los cambios experimentados en la dinámica de cada uno de los aparatos volcánicos. No obstante, debemos precisar que no siempre es posible reconstruir con la fiabilidad que quisieramos la historia eruptiva de los centros volcánicos, al carecerse muy a menudo de registros o testimonios de algunas de las etapas. A este respecto, Alfred Rittmann señala que: “Toute reconstitution des diverses phases de l'évolution d'un volcan comporte donc nécessairement des lacunes, que l'on doit compléter par des extrapolations plus o moins audacieuses” (RITTMANN, 1963, p. 225).

Nos ha movido en el *modus operandi* intentar conjuntar e integrar el análisis de las formas y de sus depósitos correlativos, puesto que así, además de precisar los cambios morfológicos y los procesos morfogenéticos acontecidos durante cada una de las fases paroxismales de la actividad eruptiva, concretábamos la relación existente entre tipo de dinámica eruptiva, formas resultantes y depósitos correlativos.

Para el reconocimiento y análisis de unas formas volcánicas tan deterioradas y poco manifiestas, el método se ha fundamentado en el trabajo de campo. Este ha consistido precisamente en el recorrido a pie, de modo sistemático y exhaustivo, con el propósito de escudriñar cualquier testimonio morfológico por pequeño que fuera. Durante estas jornadas procedimos a la recogida de información y a la elaboración de esquemas geomorfológicos, los cuales eran realizados directamente en el terreno sobre las fotografías aéreas. Para ello colocamos sobre los fotogramas calcos de papel poliester mate que nos permitían precisar con escaso margen de error los detalles morfológicos del relieve

² Véase RITTMANN, 1963, p. 225 donde señala: «... qu'il est possible de reconstituer le cours d'une eruption d'après la nature et la stratigraphie de ses produits. De même, peut-on déchiffrer l'histoire d'un appareil volcanique, à contidion qu'une érosion suffisamment profonde fournisse des informations sur sa structure interne».

volcánico. Así pues, al finalizar la labor de campo disponíamos de una serie de croquis geomorfológicos que contrastados y complementados con la visión estereoscópica de las fotografías aéreas eran posteriormente traspasados al mapa topográfico, obteniéndose una cartografía geomorfológica de detalle.

Por consiguiente, hemos aplicado la idea propuesta por Jean Tricart (1965) consistente en el empleo en el campo de los fotogramas en mano, anotando cuantos aspectos y formas resultaran relevantes como si de un mapa topográfico se tratara.

Para abordar el estudio de los depósitos freatomagmáticos, especialmente los de edad pliocena, originados a partir de erupciones explosivas freatomagmáticas, hemos recurrido al análisis volcanoestratigráfico. Este método está integrado dentro de la genérica tefrocronología, término acuñado por el volcanólogo islandés Sigvaldur Thorarinsson en un trabajo estratigráfico de depósitos posglaciares realizado en 1944. No obstante, los verdaderos pioneros en este tipo de trabajos han sido los volcanólogos japoneses, al difundirla y desarrollarla en sus trabajos de investigación (KUNO, 1941; ARAMAKI, 1956; KATSUI, 1959; MURAI, 1961), destacando especialmente K. Nakamura (1962) por ser el primero en realizar estudios estratigráficos sistemáticos en el volcán activo de Oshima.

La esencia de estos análisis estratigráficos es la identificación de las características distintivas de los depósitos volcánicos, las cuales nos permiten conocer e interpretar sus orígenes, así como los procesos y ambientes de deposición. Entre los principales elementos destacan la geometría, composición litológica y estructuras sedimentarias. A través del primero conocemos las formas y componentes de las facies que dependen a su vez de una serie de factores tales como: relieve preexistente, mecanismo de transporte, volumen depositado y agente depositador.

La identificación de los componentes litológicos es también muy importante para dilucidar la génesis y reconstruir la naturaleza del ambiente de deposición. Tanto el tipo de materiales (cristales, vidrios y xenolitos) como el tamaño de las partículas y su forma nos indican la eficiencia de las fragmentaciones, la competencia del medio de transporte y el grado de abrasión durante la deposición.

Por último, la estructura sedimentaria es, sin duda, de todos los elementos el más útil para el estudio de las facies, puesto que, junto con los aspectos texturales, inmediatamente refleja los mecanismos de transporte y las condiciones de deposición. Estas estructuras se generan antes, durante y después de la sedimentación y, por tanto, podemos referirnos a ellas como previas, coetáneas y posteriores en el tiempo. Así, por ejemplo, nos podemos encontrar con estructuras predeposicionales consistentes en canales erosivos en forma de U; entre las sincrónicas son comunes las estratificaciones cruzadas, horizontales, de tipo duna y antiduna y masivas. Para concluir, en las postdeposicionales

son frecuentes desde los *bedding sags* o *bomb sags* hasta las estructuras flameadas, pasando por pequeñas deformaciones a modo de volutas, etc.

En definitiva, el análisis estratigráfico de los depósitos volcánicos nos permite conocer las dinámicas y secuencias eruptivas, los mecanismos de transporte y deposición y las secuencias deposicionales; además de precisar las etapas eruptivas acaecidas durante el Neógeno y el Pleistoceno.

En cualquier caso, nuestro último empeño es explicar, caracterizar y tipificar los rasgos morfoeruptivos más sobresalientes de cada uno de los aparatos volcánicos para establecer una clasificación sistemática basada en criterios geomorfológicos.

2. DIFRACTOMETRIA DE RAYOS X Y ESPECTROFOTOMETRIA DE ABSORCION ATOMICA

Otra serie de técnicas analíticas ha sido precisa para esclarecer los procesos morfogenéticos de algunas formas y depósitos tan controvertidos como las denominadas corazas ferralíticas. No obstante, somos conscientes, puesto que hemos tenido la ocasión de comprobarlo, que el examen morfológico es suficiente y sumamente eficaz para solventar y clarificar la génesis de aquellas formaciones. De hecho, tras la localización geográfica de todos los afloramientos superficiales realizamos el estudio de las formas asociadas o relacionadas con las corazas ferralíticas, verificando que era más correcto y apropiado hablar de costras ferruginosas que de corazas ferralíticas propiamente dichas, al no ser resultantes de procesos de alteración de tipo tropicaloide y afectar a formas muy diversas de edades relativamente recientes (pliocenas y pleistocenas). Efectivamente, cementos ferruginosos sueldan y compactan, creando costras, depósitos de formas tan dispares como abanicos aluviales, glaciares de acumulación y conos de deyección; además de terrazas fluviales, niveles de acumulación fluvial, coladas lávicas y tobas.

Por añadidura, la estrecha relación espacial habida entre costras ferruginosas y manantiales termales, ya que estos últimos se sitúan en sus inmediaciones, nos indujo a considerar la hipótesis de la participación de la actividad hidrotermal de origen magmático en la morfogénesis de los encostramientos ferruginosos. Para atestiguar dicha presunción era necesario precisar la composición y el contenido mineralógico de las soluciones y remanentes hidrotermales de los veneros, y comprobar si esos mismos minerales son los principales componentes de tales costras.

Estos planteamientos primordiales para completar y obtener más información relativa a la morfogénesis de los encostramientos ferruginosos, nos exigieron recurrir a técnicas complementarias que constan de dos tipos de análi-

sis: por un lado, los mineralógicos (difracción de rayos X)³ practicados tanto a las costras como a los residuos de los hervideros; y de otro, los químicos de aguas realizados mediante espectrofotometría de absorción atómica.

En el primer caso llevamos a cabo la recogida de muestras de alrededor de medio centenar de costras ferruginosas y de residuos de 12 hervideros de agua agria, nombre popular con el que son conocidos en el Campo de Calatrava los manantiales termales. Para su estudio mineralógico realizamos difracciones de polvo y de arcillas propiamente dichas, mediante el tratamiento específico de agregados orientados.

La preparación de las difracciones en polvo requirieron una prolongada tarea, toda vez que tuvimos que triturar manualmente con un mortero de ágata cada una de las muestras. Una vez homogeneizadas seleccionamos una pequeña porción lo más representativa posible de cada una de ellas, la cual hubo de ser íntegramente cribada por el tamiz de 50 micras de luz. Teniendo en cuenta la dureza y resistencia de las costras ferruginosas objeto de análisis y la reducida luz de la malla, comprenderemos la severa y dura labor de convertir y reducir las costras ferruginosas en polvo.

En relación con la mineralogía de arcillas de los depósitos detríticos poco compactados o cementados fue necesario para efectuar el tratamiento de agregados orientados obtener primeramente la fracción de arcillas, para lo cual empleamos el método del areómetro de Bouyoucos. El protocolo seguido consistió en introducir en un vaso de precipitado 50 gramos de muestra, una pequeña dosis próxima a 10 ml de una solución química defloculante como hexametafosfato de sodio (Calgón) y agua destilada hasta enrasar a 600 ml. A continuación la suspensión permaneció durante quince minutos en la cubeta de ultrasonido, a fin de disgregar las partículas, y otros quince en un agitador mecánico. Cuando está diluida la muestra se vierte en una probeta graduada, que se rellenará de agua destilada hasta 1.000 ml. Durante al menos un minuto se remueve continuamente y 40 segundos después introducimos cuidadosamente el areómetro biconico de Bouyoucos, para no perturbar el equilibrio del líquido, anotando las medidas de densidad y temperatura que nos servirán para calcular la fracción de limos y arcillas⁴. El segundo registro lo efectuamos transcurridas dos horas apuntando nuevamente la densidad y la temperatura, por lo que ya se puede determinar definitivamente la cantidad existente de arcillas.

³ Los análisis mineralógicos mediante difracción de rayos X fueron realizados por el autor en el Laboratorio de Edafología y Mineralogía de la Escuela de Ingenieros Técnicos Agrícolas de Ciudad Real.

⁴ Arcillas = $(d + (t - 20) (0,36) 100/p)$
d = lectura en densímetro; t = temperatura de la suspensión; p = peso de la muestra; 20° C = temperatura de calibración del densímetro; 0,36 = factor de corrección de la temperatura.

Tras dejar reposar la muestra durante 24 horas recuperamos la fracción de arcillas mediante la inserción de una goma hasta los 30 ml de la probeta. A las arcillas extraídas añadimos 10 ml de cloruro de magnesio y las introducimos en la estufa con el fin de que floculen. A continuación efectuamos el centrifugado y secado de las mismas. Para concluir el proceso es necesario molerlas ligeramente, añadir 10 ml de agua destilada y disgregarlas metiéndolas cinco minutos en la cubeta de ultrasonido. Finalizada esta labor se vierten sobre un portaobjetos de vidrio transparente dejando que se sequen a la temperatura ambiente, lográndose así la orientación paralela de las láminas de los minerales arcillosos. Procediendo sin más preámbulo a la difracción de rayos X.

El equipo de difracción con el que realizamos los análisis se componía de un generador de rayos X PW-1729 y un control de difracción PW-1710, siendo las condiciones de trabajo las siguientes:

- Radiación: Cu K
- Sensibilidad: 5.000 y 2.000
- Constante de tiempo: 0,5
- Velocidad del papel: 10 mm/ 20
- Velocidad de exploración: 6°/minuto
- Rendija de ventana: automática

Para concluir, la interpretación de los difractogramas ha sido posible merced a la ayuda excepcional y al buen magisterio de la mineralóloga Dra. Angustias Córdoba, cuyas enseñanzas fueron decisivas para la preparación de las muestras y la identificación de la refracción de los minerales, así como en el manejo de las tablas de los poderes reflectantes.

Por otro lado, los análisis químicos de las aguas de los manantiales termales fueron realizados con el objetivo de conocer el contenido total de ciertos cationes como el hierro y el manganeso, estuvieran bien disueltos o en suspensión en el agua, e identificar los componentes mineralógicos que integran los remanentes que precipitan en los veneros. Con tal propósito reunimos muestras de un total de 16 hervideros situados en el área de estudio. Los pasos seguidos consistieron primeramente en la recogida de agua en recipientes de un litro de capacidad y en la medición de su temperatura. Después de un reposo prolongado de más de una semana para la decantación de las partículas en suspensión, las muestras estaban en condiciones de ser examinadas a través del mecanismo de espectrofotometría de absorción atómica⁵.

⁵ Los análisis de absorción atómica fueron realizados por Carlos Ribera en el Laboratorio de Edafología y Mineralogía de la Escuela de Ingenieros Técnicos Agrícolas de Ciudad Real.

Este es un tipo de análisis químico que determina la cantidad total de una sustancia metálica disuelta en el agua. Los instrumentos de absorción atómica se componen de espectrofotómetros con un calentador incorporado y una fuente luminosa constituida por lámparas de cátodos que emiten radiaciones correspondientes a la emisión espectral del elemento analizado. A través de una pequeña goma el espectrofotómetro absorbe la muestra, la cual es calentada en la llama, formándose vapor atómico de la sustancia susodicha que emite la característica radiación del metal. Estos átomos son receptivos a la luz de su propia resonancia de longitud de onda emitida por la lámpara de cátodos, que atravesará la llama y será absorbida (Fig. 1). Así pues, la absorción resulta proporcional a la densidad de los átomos y, por tanto, a la cantidad del componente metálico disuelto en el agua.

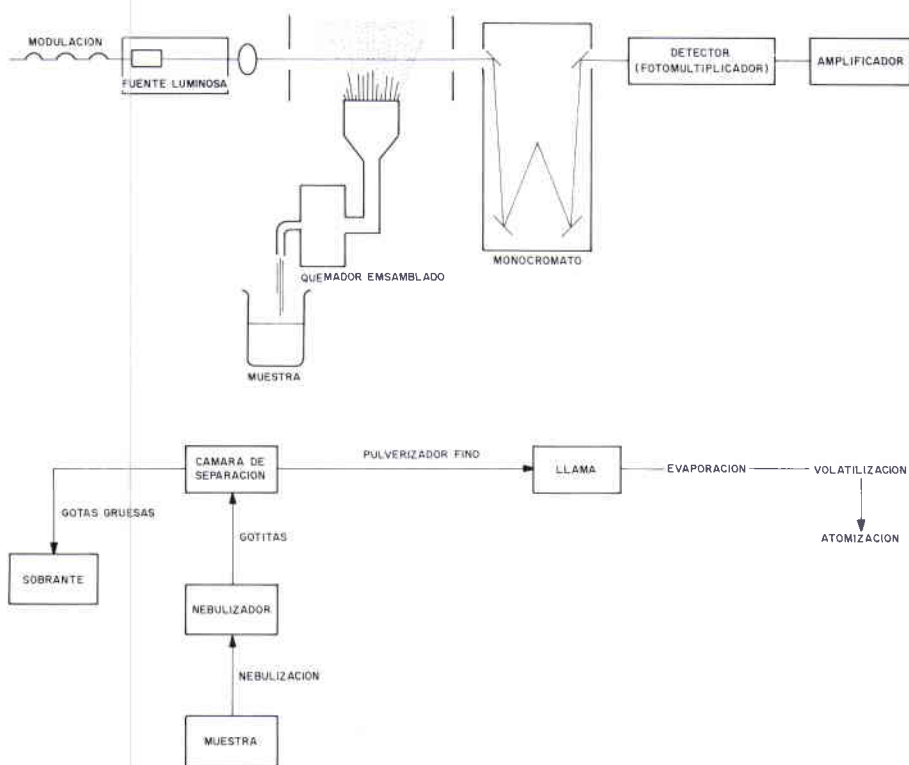


Fig. 1. Mecanismo de funcionamiento del espectrofotómetro de absorción atómica.

Primero analizamos la cantidad de hierro y manganeso contenido en disolución en las aguas termales y posteriormente la de los residuos precipitados en cada una de ellas. En este último caso fue necesario fusionar tales remanentes, toda vez que la espectrofotometría de absorción atómica sólo puede efectuarse con líquidos.

En un principio se intentó llevar a cabo la fundición mediante un soplete pero ante la imposibilidad de licuar completamente todas las láminas de los sesquióxidos de hierro, se procedió a una disgregación alcalina. Para ello mezclamos 100 mg de muestra (residuos ferruginosos) con 300 mg de carbonato de litio y 475 mg de ácido bórico, colicuéndose el conjunto en un crisol de platino a una temperatura de 1.000° C. Finalizada esta operación sumergimos el crisol al rojo vivo en agua destilada para que la mezcla vitrificara, quedando el fundido transparente. En estas condiciones era posible analizar el contenido total de hierro y de manganeso precipitado en cada uno de los hervideros.

Para terminar, una pequeña fracción de estos remanentes de los manantiales fue empleado para difracciones de rayos X, obteniéndose así la caracterización e identificación completa de los minerales depositados en la actualidad. El procedimiento seguido fue el mismo que para las fracciones detríticas y los costras ferruginosas, con la salvedad de que la labor fue más rápida y liviana.

3. ANALISIS SEDIMENTOLOGICOS Y LAMINAS DELGADAS

Debido precisamente a la proliferación de costras ferruginosas y carbonatadas, formadas en todo tipo de formaciones superficiales, nos ha sido muy difícil, por no decir imposible, determinar las características granulométricas y morfométricas tanto de sus fracciones groseras como finas, a través de las cuales podríamos haber identificado los mecanismos de deposición y las condiciones en que se sedimentaron. Por esta razón, los análisis sedimentológicos ocupan en este estudio un lugar muy restringido, ciñéndose a aquellos depósitos no compactados o amalgamados por cemento ferruginoso o carbonatado, los cuales se reducen prácticamente a las fracciones finas y groseras de las formaciones detríticas basales miopliocenas que marcan el inicio de la sedimentación de las subcuencas terciarias calatraveñas.

En los recuentos granulométricos y morfométricos de las fracciones groseras se ha seguido el procedimiento indicado por Tricart y Cailleux (1963), mientras que en el caso de las arenas hemos empleado el método que aprendimos con el profesor Félix María Ugarte y que corresponde al utilizado en el Instituto de Geografía de Aix-en-Provence. Aparte del protocolo en todos los análisis llevados a cabo hemos procurado utilizar con rigor las enseñan-

zas que tan generosa y desinteresadamente nos fueron transmitidas por el Dr. Félix Ugarte. En este sentido se ha recogido, siempre que ha sido posible, muestras de todos y cada uno de los niveles que componían las diferentes formaciones o depósitos detríticos, a fin de establecer los mecanismos de deposición y conocer la evolución y cambios experimentados a lo largo de su sedimentación.

Por otro lado, los índices granulométricos o parámetros estadísticos empleados corresponden a los que habitualmente utiliza la escuela geomorfológica francesa y que se hallan recogidos en Rivière (1977), destacando entre ellos la mediana, media empírica e índice de Trask; así como $Qd\Phi$ de Krumbein, desviación típica, coeficiente de disimetría (Skewness) y de acuidad (Kurtosis), etc. No obstante, los resultados proporcionados por estos parámetros estadísticos deben ser contemplados como valores indicativos para determinar los mecanismos de deposición, por lo que deben complementarse -siguiendo las indicaciones del Dr. Félix Ugarte- con el estudio de las curvas granulométricas, haciendo especial hincapié en la interpretación de sus fisionomías o facies (parabólicas, hiperbólicas, logarítmica y sigmoidal).

Finalmente, como consecuencia de la abundancia de acumulaciones carbonatadas y de cementaciones calcáreas de gran número de depósitos aluviales optamos, dada la imposibilidad manifiesta de realizar exámenes sedimentológicos, por llevar a cabo otro tipo de análisis concernientes a la caracterización de sus diferentes facies, macroestructuras, secuencias y disposición estratigráfica. Al mismo tiempo procedimos a la toma de muestras para la elaboración de láminas delgadas⁶, con la finalidad de determinar mediante el microscopio óptico las características microestructurales, tipo de cementación y condiciones de formación. Esto fue posible merced al examen exhaustivo que de más de medio centenar de láminas efectuó la profesora M^a Angeles García del Cura, a quien agradecemos gentilmente su desinteresada ayuda.

También hubiese sido deseable la preparación de láminas delgadas de las costras ferruginosas a fin de precisar los tipos de cristalización y sus microestructuras, para así definir con mayor exactitud las condiciones y ambiente de su deposición. Por tanto, nuestro trabajo presenta esta carencia, la cual sólo puede achacarse a unas limitadas posibilidades materiales y de trabajo.

⁶ Las láminas delgadas se confeccionaron en el Laboratorio de Petrología de la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo gracias a la mediación del profesor de estratigrafía José Carlos Martínez García-Ramos.

II. DELIMITACION DE LAS UNIDADES MORFOESTRUCTURALES DEL BORDE MERIDIONAL DE LA SUBMESETA SUR

El propósito de este epígrafe no es una sistematización exhaustiva de las unidades morfoestructurales del borde meridional de la Submeseta Sur a la usanza de trabajos tan excelentes como los llevados a cabo por García Abbad (1975 y 1978) y Martín-Serrano y García Abbad (1979), sobre los límites del borde oriental y suroriental de la Meseta, sino tan sólo enmarcar la posición que dentro de ella ocupa el Campo de Calatrava.

El Campo de Calatrava es una unidad morfoestructural del borde meridional de la Submeseta Sur, situada en el centro de la provincia de Ciudad Real, y cuya dimensión es aproximadamente de unos 2.763 Km². Desde el punto de vista histórico no constituye más que uno de tantos territorios cedidos por Sancho III, ante la imposibilidad de defenderlos del ataque de los almohades, a la orden religiosa militar de Calatrava fundada con tal fin en 1158 por el abad Raimundo de Fitero y fray Diego Velázquez. En efecto, las posesiones concedidas a la Orden superaban los 12.000 km² de los cuales la mayor parte correspondían a lo que actualmente es la provincia de Ciudad Real, así como otros territorios de las provincias de Toledo y Jaén. No obstante, los maestros responsables de la Orden mantuvieron durante siete siglos su sede principal en la comarca que hoy conocemos como Campo de Calatrava, donde construyeron en 1217 el Castillo y Sacro Convento de Calatrava la Nueva (CORCHADO SORIANO, 1984). Por consiguiente, el establecimiento de la Orden hizo que esta comarca alcanzase un protagonismo notable y dominante sobre el resto de los territorios. Como resultado de esta preeminencia las otras propiedades recibieron por extensión la denominación histórica de Campo de Calatrava, incluyéndose en ella comarcas tan dispares como el Valle de Alcudia, Montes de Toledo y el Campo de Calatrava *sensu stricto*; pero también el área occidental y suroccidental de La Mancha e incluso, los Montes de Ciudad Real.

Por tanto, el topónimo Campo de Calatrava responde al espacio histórico asignado por Alfonso VII y más tarde por Sancho III a esta plaza, cuyo nombre es la equivalencia fonética del original árabe Qal'at Rabah a la que han atribuido varias acepciones etimológicas, siendo probable que signifique Castillo de Rabah en memoria de su restaurador (CORCHADO SORIANO, 1984).

Desde el punto de vista geográfico la delimitación más precisa referida expresamente al Campo de Calatrava fue efectuada por Francisco Hernán-

dez-Pacheco (1932), quien señala que comprende el valle del río Tirteafuera, al Sur; el del Jabalón, en la parte central; el del Guadiana, en el área más septentrional, y al este el del Pellejero.

De esta forma surge el primer desajuste y controversia entre los límites geográficos e históricos en la circunscripción del Campo de Calatrava, toda vez que los últimos sobrepasan con creces los de índole geográfica, explicándose así que poblaciones inmersas en el Valle de Alcuía y La Mancha tengan el topónimo de Calatrava.

Según la interpretación dada por Francisco Hernández-Pacheco los límites del Campo de Calatrava, en definitiva, están perfilados al N y NO por las estribaciones meridionales de los Montes de Toledo; al O por la zona de rñas situadas entre las cuencas del Guadiana y el Bullaque y que hoy se conoce como los Montes de Ciudad Real; en dirección meridional lo cierran los valles del Ojailén y de Alcuía y al nordeste y levante el Campo de S. Juan y La Mancha.

En cualquier caso, queda manifiesto que los límites no son precisos y lineales existiendo lógicamente desajustes e interferencias, por lo que será necesario referirse a cada una de estas unidades morfoestructurales limítrofes.

En primer lugar, mencionaremos los Montes de Toledo y más especialmente las estribaciones meridionales de dicha unidad que lindan con el Campo de Calatrava.

Como explica Julio Muñoz Jiménez (1976) el topónimo Montes de Toledo tenía en su origen una acepción más de carácter agrario que topográfico o fisiográfico, pues definía en realidad a un sistema o tipo de explotación agraria característica del SO de Toledo y NO de Ciudad Real, en la que se mantenía la vegetación natural, esto es, conformaban los bienes de propios. De este significado agrario y de su consideración también como comarca histórica localizada entre las cuencas del Tajo y del Guadiana pasó a incorporar una acepción topográfica y fisiográfica como sistema montañoso, merced a tal atribución efectuada en 1916 por Joaquín Gómez de Llarena (MUÑOZ JIMENEZ, 1976).

Julio Muñoz (1976) señala que los Montes de Toledo no constituyen una cadena orográfica propiamente dicha, esto es, definida por una continúa línea de cumbres, sino un conjunto de "islotos montañosos" cuya altitud se mantiene en torno a los 900 y 1300 m, distinguiendo las siguientes unidades: Sierras del Castañar-Yébenes, Sierra de San Pablo, "Macizo" de Robledo de Montalbán-Corral de Cantos, "Macizo" del Rocigalgo, Sierra de la Jara, Las Guadalerzas, El Chorito, El Pocito, La Calderina y las "Sierras de Arroba".

Por consiguiente, los Montes de Toledo están constituidos por una serie de elevaciones que se extienden de E a O desde La Mancha hasta la "llanura central de la Jara". Por el N estaría definido por el arco montañoso que desde la Nava de Ricomalillo se prolonga hasta Mora, a partir del cual se extiende la "meseta granítica toledana". Por el contrario, el borde meridional de los Montes de Toledo no está tan claramente definido, señalando a este respecto Julio Muñoz que no presenta: "... el aspecto de una larga alineación, sino fragmentada en elevaciones aisladas y cadenas de pequeña extensión, que, paralelas las unas a las otras, continúan sin solución de continuidad por el Campo de Calatrava. Así pues, mientras que por el N, E y W es posible señalar un límite con otras unidades geográficas bien caracterizadas, la Meseta Toledana, La Mancha y la llanura central de la Jara, por el sur es forzosa una delimitación en cierto modo arbitraria entre los Montes y el Campo de Calatrava" (MUÑOZ JIMENEZ, 1976, p. 25).

En este sentido, Julio Muñoz (1976) emplea la presencia de materiales o de formas volcánicas como criterio de distinción entre ambas unidades, de manera que los edificios volcánicos indicarían el comienzo del Campo de Calatrava. Por esta razón afirma: "Los primeros cabezos volcánicos aparecen en los vecinos términos de Porzuna y Piedrabuena, a la izquierda del Bullaque, considerando que, al menos por lo que respecta a nuestro método de trabajo ellos marcan por el sur el límite de los Montes de Toledo" (MUÑOZ JIMENEZ, 1976, p. 25).

A Julio Muñoz (1976) se debe también la vigente interpretación morfoestructural de los Montes de Toledo en cuanto relieve "apalachense" atípico, pues según él se genera durante el Mesozoico a partir de la actuación de la erosión diferencial sobre un conjunto paleozoico plegado sin que se elabore una auténtica penillanura. En efecto, el proceso de desmantelamiento erosivo no consistió en un simple arrasamiento de las estructuras plegadas, sino que conllevó el desventramiento de los anticlinorios como lo demuestra la presencia de materiales cretácicos discordantes sobre el batolito granítico del anticlinorio de Sonseca, etc. Así pues, el proceso de apalachismo acontece mucho antes del rejuvenecimiento tectónico alpino el cual además -según Julio Muñoz- no interviene en la formación de este relieve estructural, ni tan siquiera trastoca la organización tectónica hercínica. Por consiguiente, el relieve "apalachense" de los Montes de Toledo como lo conocemos actualmente estaba ya perfilado en sus rasgos generales en el Cretácico inferior (MUÑOZ JIMENEZ, 1976).

En relación con el deslinde entre las unidades de los Montes de Toledo (cuya extensión en C. Real es de unos 2.535 km²) y el Campo de Calatrava,

nos parece que si bien es cierto que la característica morfoestructural más definitoria de esta última comarca es el relieve volcánico, sin embargo, no puede identificarse exclusivamente la presencia de edificios o materiales volcánicos automáticamente con el Campo de Calatrava, puesto que no todos los volcanes se inscriben dentro de ella. En realidad, un buen número de aparatos volcánicos se reparten entre el Valle de Alcuía (cráter explosivo de La Alberquilla, Castillejos de la Bienvenida, volcán de Valdefuentes, etc.), las estribaciones meridionales de los Montes de Toledo (volcán de las Morras), La Mancha (volcán de las Tiñosas) y Los Montes (volcán de Cerro Santo, Piedrabuena, Valdelapedriza, El Castaño, El Pozuelo, El Junquillo, El Berrueco, etc.); sin que podamos incluirlos desde el punto de vista morfoestructural dentro del Campo de Calatrava.

A sabiendas de las dificultades y arbitrariedades que implica establecer una frontera entre los Montes de Toledo y el Campo de Calatrava, consideramos que hay dos rasgos fisiográficos que pueden servir si no para definir tal límite sí al menos para diferenciar ambas unidades. Se trata de la atenuación del vigor y magnitud del relieve serrano y del desarrollo, en contraposición, de amplias planicies que a diferencia de los Montes de Toledo no se corresponden con surcos recubiertos de rañas, sino de llanadas calcáreas que colman las depresiones terciarias. En realidad, el aspecto quebrado y montuso que define a los Montes de Toledo da paso en el Campo de Calatrava a una fisiografía más suave caracterizada por la presencia de pequeños cordales serranos de menor altitud (650 y 800 m), interrumpidos por grandes depresiones colmatadas por materiales calcáreos que originan planicies que recuerdan la llanura manchega. Como consecuencia el relieve apalachense antológico que ejemplifican los Montes de Toledo pierde su continuidad en el Campo de Calatrava, al igual que su rasgo morfológico característico como son los glaciares de raña. Por contra, en Calatrava cobran magnitud las manifestaciones volcánicas puesto que constituye el núcleo volcánico principal de la Submeseta Sur, concentrándose el mayor número de aparatos y de variedad de mecanismos eruptivos. Al mismo tiempo los datos geofísicos, como comprobaremos en el último capítulo, apuntan hacia la posibilidad de que se corresponda con un área deprimida tectónicamente respecto a las unidades circundantes.

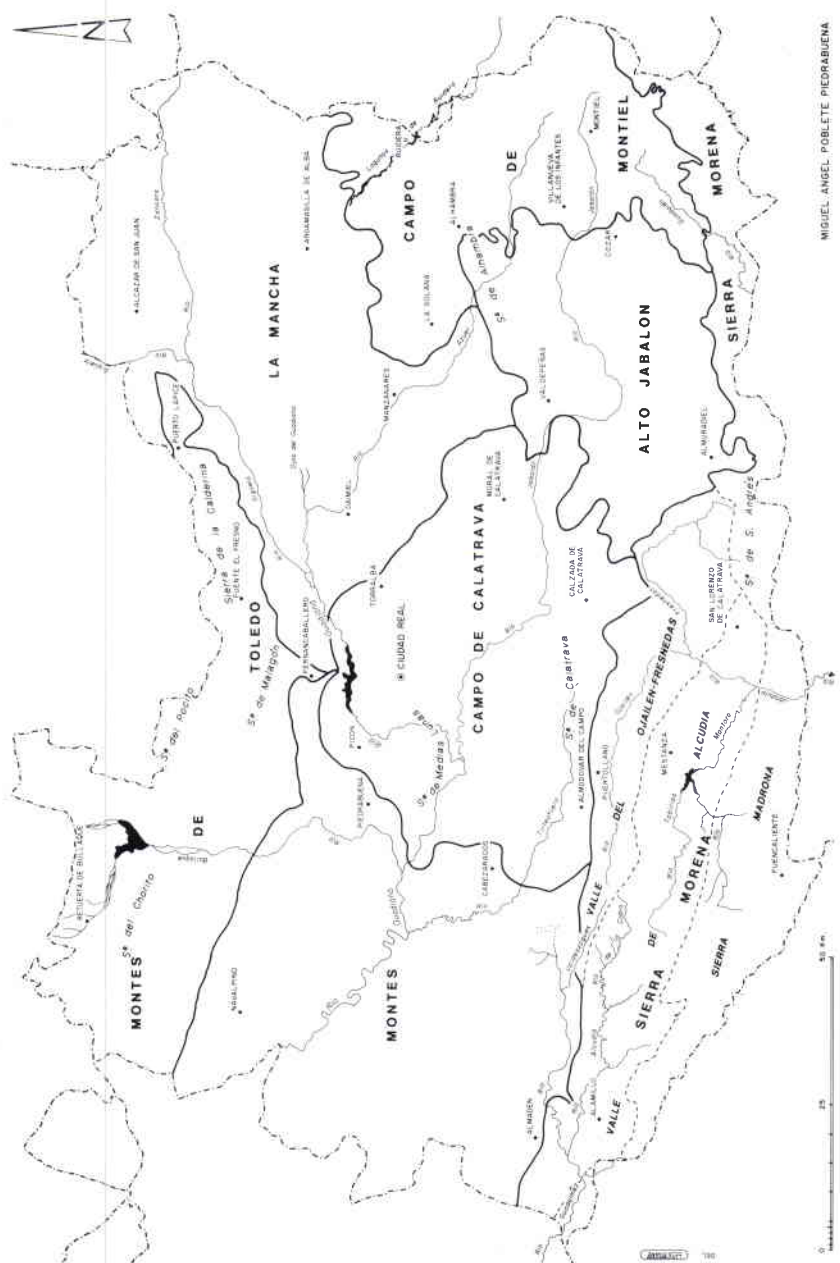
En función, pues, de los criterios esgrimidos tal vez sea lógico establecer el área de transición de los Montes de Toledo al Campo de Calatrava en el cordal de la Sierra de Casaloobos, pues a partir del mismo tiene lugar el desarrollo de amplias llanadas que caracterizan las subcuencas de Ciudad Real, Alcolea, Corral de Calatrava, etc. En el borde noroccidental la Sierra de

Casalobos se prolonga en dirección SSE por el cordal que delimita la cuenca sinclinal de Piedrabuena y las de Alcolea y Picón, a la cual denominamos por extensión Sierra de la Cruz y Sierra de la Zarzuela. Así pues, nos parece conveniente por razones fisiográficas y morfoestructurales excluir la hoya de Piedrabuena de la unidad del Campo de Calatrava, sirviendo la Sierra de la Cruz como frontera entre el Campo de Calatrava y la prolongación de los Montes por el O de la provincia de Ciudad Real. Por tanto, las subcuencas terciarias de Picón y Alcolea conformarían el extremo septentrional de Calatrava (Fig. 2).

Por el sector occidental de la provincia de Ciudad Real el relieve apalachense de los Montes de Toledo continúa sin interrupción manifiesta hasta Sierra Morena, alcanzando una extensión de unos 3.458 km². No obstante, la orografía aunque muy accidentada y quebrada presenta una altitud menor que la de los Montes de Toledo, oscilando entre los 800 y 900 m. A diferencia de las alineaciones más marcadas de las estribaciones meridionales de los Montes de Toledo esta zona occidental está constituida por conjuntos serranos muy compactos; de ahí que García Rayego (1988) utilice el término de “macizos”.

Esta zona fue diferenciada de los Montes de Toledo por primera vez por Francisco Hernández-Pacheco (1932), quien la denominó con el significativo nombre de “zona de rañas entre los valles del Guadiana y Bullaque”, la cual se localiza: “... entre las estribaciones meridionales de los Montes de Toledo y los comienzos de la (...) Sierra Morena (HERNANDEZ-PACHECO, 1932, p. 11). Califica a este territorio de montuoso si bien no tan quebrado y definido como los Montes de Toledo, cuyo elemento morfológico más significativo son los llanos de rañas que recubren las hoyas pizarrosas. Precisamente Hernández-Pacheco incluye dentro de esta zona la hoya de Piedrabuena, la cual está drenada por el río Bullaque. Para concluir Francisco Hernández-Pacheco (1932, p. 14) señala que: “... los caracteres de estas regiones occidentales son la alternancia de las partes deprimidas pizarrosas, que forman los valles u hoyas recubiertas por el plioceno y Cuaternario, con las zonas más o menos quebradas de cuarcita que integran las sierras y serratas”.

En la actualidad se conoce a este sector comprendido entre las estribaciones meridionales de los Montes de Toledo y Sierra Morena como Montes de Ciudad Real, el cual ha sido objeto por parte de García Rayego de una tesina y una tesis doctoral. La interpretación morfoestructural que realiza sobre esta unidad es la de un relieve apalachense continuación de los Montes de Toledo, cuya morfogénesis tiene lugar entre finales del Paleozoico y el Secundario. Se caracteriza por la sucesión de crestas labradas en los mate-



MIGUEL ANGEL POBLETE PIEDRABUENA

Fig. 2. Unidades morfoestructurales del borde meridional de la Submeseta Sur.

riales cuarcíticos más resistentes y pasillos o depresiones en las pizarras más deleznales. El otro elemento morfológico representativo del área son los glaciares de raña que rellenan las hoyas, presentando las mismas características morfo-genéticas que los de los Montes de Toledo (GARCIA RAYEGO y MUÑOZ JIMENEZ, 1986).

Los límites precisados por García Rayego (1992) para los Montes de Ciudad Real coinciden con los de Hernández-Pacheco, al establecer el borde septentrional en la depresión de Alcoba-Porzuna y el meridional en el cordal de la Sierra de la Solana de Alcudia. Ahora bien, las mayores dificultades vuelven a producirse nuevamente a la hora de diferenciar los Montes de Ciudad Real y el Campo de Calatrava. En efecto, García Rayego y Muñoz Jiménez (1986, p. 203-204) engloban el macizo del Valronquillo y la cuenca sinclinal de Piedrabuena dentro del sector noroccidental del Campo de Calatrava, arguyendo que "... la presencia de materiales y formas derivadas de procesos recientes de la actividad volcánica, lo vinculan ya significativamente al Campo de Calatrava".

Por nuestra parte, teniendo en cuenta las razones argumentadas pensamos que el macizo del Valronquillo y la hoya de Piedrabuena deberían formar parte de los Montes de Ciudad Real, al participar tanto de sus rasgos morfológicos como estructurales. En consecuencia la transición de los Montes de Ciudad Real al Campo de Calatrava puede quedar perfilada de N a S por los siguientes cordales: Sierra de Casalobos, Sierra de la Zarzuela, Sierra de la Cruz y Sierra de las Majadas; además de la Sierra del Cerro del Aguila, del Guindalejo, El Castellar y Cerro del Tamaral; enlazando este último ya con la Sierra del Toro que flanquea el Valle del Ojailén (Véase fig. 2)

La terminación hacia el mediodía del Campo de Calatrava está al igual que la de los Montes de Ciudad Real perfectamente definida por la unidad morfoestructural de Sierra Morena, cuyos primeros relieves corresponden al Valle del Ojailén y de Alcudia. Concretamente a partir de la subcuenca de Almodóvar-Argamasilla se incrementa sustancialmente la altitud de las serratas cuarcíticas, llegando a superar en la Sierra de Calatrava los 1.000 m de altitud. Al tiempo que ganan altura las serratas se hacen más definidas y continuas conformando auténticas alineaciones de dirección ONO-ESE que flanquean grandes depresiones. Se trata, en definitiva, de un relieve morfoestructural apalachense originado a partir de un conjunto plegado de edad hercínica que ha sido nivelado y aplanado durante el Mesozoico y remodelado por erosión diferencial, presentando la típica sucesión de crestones cuarcíticos y surcos labrados sobre los materiales más deleznales.

Por consiguiente, la Sierra de Calatrava, en cuyo paso natural se emplaza la población de Puertollano, nos anuncia la transición del Campo de Calatra-

va a un nuevo relieve accidentado y quebrado como es el de Sierra Morena (cuya extensión aproximada en C. Real es de 3.732 km²). En esta alineación de dirección E-O se alcanzan alturas que rozan los 1.000 m como en la cumbre de El Fraile (958 m) y Cruz del Maderal (997 m), superándose esta cota en el cerro de la Mojina (1.068 m) y en el volcán de La Atalaya de la Calzada que corona el techo con 1.118 m.

En la Sierra Morena ciudarrealeña podemos distinguir tres grandes conjuntos: el Valle del Ojailén, el Valle de Alcuía y Sierra Madrona-Sierra de San Andrés (Véase fig. 2). El Valle del Ojailén está flanqueado al N por la alineación de la Sierra de Calatrava y al S por la formada por los cordales de Sierra de la Solana de Alcuía y Sierra de Puertollano. Por otro lado, el Valle de Alcuía viene definido al N por la alineación anteriormente mencionada y al S por los cordales de la Sierra del Rey, Sierra de Valdoro y Sierra de la Solana; destacando las alturas del Morro de la Atalaya (1.174 m), Rabanero (1.165 m) y Morrón de la Plaza (1.166 m). Por último, Sierra Madrona constituye el macizo serrano más meridional de la Submeseta Sur junto con el de San Andrés (en el centro) y el del Relumbrar al O. En cualquier caso, Sierra Madrona es el más significativo de los tres pues alcanza la máxima altitud de toda Sierra Morena (incluida la andaluza), correspondiendo el techo a la cumbre de Bañuela (1.323 m).

Desde el punto de vista morfoestructural los edificios volcánicos que salpican el Valle del Ojailén, de Alcuía y Sierra Madrona-San Andrés son realmente testimonios secundarios respecto al núcleo volcánico principal del Campo de Calatrava, reflejando la atenuación que tales manifestaciones experimentan conforme nos aproximamos al término de la Submeseta Sur.

Por último, el aspecto agreste y accidentado de Sierra Morena se debe, aparte de a la altitud del conjunto de alineaciones serranas que se suceden de forma paralela, a la eficaz erosión de la red hidrográfica, la cual además presenta la peculiaridad de pertenecer a dos cuencas muy contrapuestas. Así el borde occidental está drenado por cursos fluviales que corresponden a la cuenca del Guadiana, mientras que los del oriental pertenecen a la del Guadalquivir. En realidad, los ríos Montoro, Fresnedas y Ojailén que discurren por el Valle del Ojailén y de Alcuía pertenecían a la cuenca del Guadiana, siendo concretamente estos dos últimos afluentes del Jabalón. Por consiguiente, la dicotomía hidrográfica que presenta Sierra Morena es el resultado de un largo y complejo proceso de erosión remontante realizado por los afluentes de la margen derecha del Guadalquivir, merced a los grandes desniveles que tenían que salvar para alcanzar el nivel de base ofrecido por aquél. En efecto, la erosión remontante realizada fundamentalmente por el

río Jándula permitió, aprovechando los desgarres, quebrar transversalmente los cordales cuarcíticos labrando hoces muy profundas y capturar posteriormente los ríos Montoro, Fresnedas y Ojailén.

El límite oriental del Campo de Calatrava es, sin duda, el más comprometido pues parece que se extiende sin solución de continuidad hasta el Campo de Montiel y hacia el NE por la inmensa llanura manchega.

El primer estudio geográfico donde se efectúa una delimitación precisa de La Mancha fue llevado a cabo por Otto Jensen (1930), quien rebajó el límite septentrional hasta la línea definida por Villacañas-Belmonte-Alarcón, diferenciando de ella la Mesa de Ocaña, el Campo de Calatrava y el Campo de Montiel; al tiempo que lo interpreta morfoestructuralmente como una depresión tectónica.

Por su parte, García Abbad (1979) al analizar el borde oriental de la Submeseta Meridional diferencia también del Dominio Celtibérico el Campo de Montiel y La Mancha, distinguiendo en esta última tres sectores: La Mancha occidental, el Corredor manchego y La Mancha oriental. No obstante, La Mancha occidental queda sin delimitar en su extremo de poniente, al dejar en esta dirección los límites abiertos y sin prefijar.

Finalmente, Pérez González (1982) distingue en el borde meridional de la Submeseta entre Campo de Montiel y La Mancha. Ahora bien, sustituye el topónimo La Mancha por el de Llanura manchega para resaltar así su principal cualidad fisiográfica como es la planitud. En cuanto a la dimensión de la Llanura manchega señala que "...se extiende, de Este a Oeste, desde el valle del río Júcar a Ciudad Real que hace frontera con Campo de Calatrava. Sus bordes Norte y Sur están delimitados por los marcos montañosos o relieves más accidentados de Montes de Toledo, Campo de Montiel y las estribaciones meridionales de la Sierra de Altomira en sentido amplio". También diferencia como García Abbad (1979) tres unidades, a pesar de la uniformidad del relieve, por su distinta evolución morfoestructural a partir del Neógeno superior: Llanura manchega oriental, central y occidental.

Para Pérez González (1982) el rasgo fisiográfico más significativo de la Llanura manchega, esto es, su dilatada planitud no puede interpretarse como una superficie estructural de colmatación, sino como resultado de la elaboración de dos superficies de erosión, débilmente encajadas y poco resaltadas. La primera de ellas se elaboró en torno al Plioceno superior-Pleistoceno inferior de la cual apenas se conservan retazos en Campo de Criptana, Alcázar de San Juan, Minaya y Ciudad Real. Por su parte, la superficie de erosión inferior se encaja de 6 a 10 m por debajo de la superior y se conserva íntegramente en el Corredor manchego.

El resto de elementos morfológicos son prácticamente similares para la llanura oriental y central al caracterizarse ambas por el desarrollo de amplios sistemas dunares, procesos de karstificación y endorreísmo. En relación con la Llanura manchega occidental, la cual más nos afecta, recientemente Pérez González (1989) señala que el rasgo morfológico que imprime carácter a esta zona es el relieve volcánico y especialmente el que se circunscribe en torno a Ciudad Real capital, de tal forma que el límite por el ocaso de esta unidad se extiende por las cuencas de Argamasilla de Calatrava, Alcolea y Corral de Calatrava, quedando en definitiva enmarcado por las serratas paleozoicas del Macizo Hespérico.

No obstante, desde el punto de vista litoestratigráfico La Mancha, vocablo de origen árabe que significa “sin agua” o “tierra seca”, se diferencia del Campo de Calatrava por la presencia de materiales de edad secundaria de origen continental y marino, los cuales se depositaron sobre pequeñas depresiones a partir de la distensión tardihercínica. En efecto, durante el Triásico se sedimentan conglomerados, calizas, dolomías, arcillas y yesos. Posteriormente, a lo largo del Jurásico y Cretácico se suceden varios etapas de regresión y trasgresión del mar, alcanzando la zona de Manzanares, Villarta de San Juan, Alcázar de S. Juan, Campo de Criptana, etc. Finalmente durante la orogenia alpina se configura la cuenca manchega como depresión tectónica que se colma con sedimentos detríticos de facies aluvial en la base y con sedimentos químicos depositados en ambiente fluviolacustre y lacustres en los tramos superiores. Por último, en la transición del Plioceno superior al Pleistoceno inferior tiene lugar el modelado -según Pérez González (1982)- de las superficies de erosión que imprimen el aspecto de llanura a esta unidad.

A diferencia de la Llanura manchega (su extensión en C. Real es de unos 3.749 km²) el Campo de Calatrava carece de testimonios de materiales secundarios, lo cual parece indicarnos que todo el conjunto estuvo emergido durante el Mesozoico. Al mismo tiempo las características morfológicas que definen la Llanura manchega tales como sistemas dunares, endorreísmo y procesos de karstificación nada tienen que ver con la morfología y el relieve del Campo de Calatrava, donde la red hidrográfica está bien jerarquizada y encajada, sin apenas fenómenos de endorreísmo y procesos de karstificación. Por otro lado, las pequeñas planicies de las subcuencas terciarias están interrumpidas por serratas paleozoicas y sobre todo por una multitud de edificios volcánicos, por lo que no alcanzan la planitud y amplitud de la Llanura manchega.

Por estas peculiaridades de tipo fisiográfico y morfológico consideramos que el espacio constituido por las cuencas de Ciudad Real, Alcolea, Corral y Argamasilla de Calatrava no puede integrarse dentro de la Llanura manchega.

ga occidental, puesto que participa en todos sus rasgos de las características morfoestructurales propias del Campo de Calatrava. Por esta razón es conveniente situar la transición entre la Llanura manchega occidental y el Campo de Calatrava en torno a las serratas cuarcíticas definidas de un lado por Turón, La 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 (Véase fig. 2).

Para terminar abordaremos las interferencias entre el borde occidental del Campo de Calatrava y el Campo de Montiel. En concreto, esta unidad morfoestructural adopta tal rango con García Abbad (1979) que la define como la última zona de la mitad oriental de la Submeseta inferior, delimitada por el accidente estructural de Alcaraz-Albacete. También en otro estudio esta vez realizado conjuntamente por Martín-Serrano y García Abbad (1979), en el que se aborda el análisis morfoestructural de los Llanos de Albacete, se define a Campo de Montiel como un relieve estructural tabular y fisiográficamente como una altiplanicie de gran uniformidad cuya altitud se sitúa entre 1.000 y 1.1000 m. Para tales autores el Campo de Montiel, constituido por una cobertera mesozoica apenas deformada que reposa sobre el zócalo hercínico, hay que inscribirlo en el contexto morfoestructural de la Meseta puesto que la cobertera se adapta de forma rígida a las deformaciones del zócalo; de forma que la orogenia alpina sólo produce un ligero buzamiento de la estructura tabular hacia el noreste y una moderada fracturación.

Posteriormente, Pérez González (1982) señala acerca de la plataforma estructural de Campo de Montiel que se trata de un relieve policíclico en el que se han elaborado diversas superficies de erosión escalonadas y desniveladas por la tectónica. Llega a distinguir un total de tres superficies: la más antigua o superficie de Campo de Montiel, la de El Bonillo y la de Ossa de Montiel. La primera de ellas se reduce a una serie de relieves residuales como son los cerros de Asaltado (1084 m), Los Esteros (1052 m), Valloso (1036 m) y Portachuelo (971 m). Estos cerros forman en dirección ONO una "cresta estructural" a partir de la cual las capas mesozoicas y las superficies de erosión están inclinadas hacia la Llanura manchega.

La segunda superficie o de El Bonillo está encajada de 20 a 40 m en la de Montiel. Al igual que ésta es una superficie residual cuyo testimonio o vestigio se reduce a los cerros de Mirón (1041 m), Cabeza Sagás (987 m), Cabeza de la Dehesa (973 m) y Zahurdón (931 m).

Por último, la de Ossa de Montiel es una planicie de gran desarrollo elaborada sobre los tramos inferiores y medios del Lías, que se extiende desde el O de El Bonillo a 980-1000 m hasta la Sierra de Alhambra a 900 m.

A nuestro juicio, la transición del Campo de Calatrava al de Montiel (que ocupa en C. Real unos 1.818 km²) se realiza de manera indirecta por medio de una serie de cordales serranos cuarcíticos y de pequeñas subcuencas terciarias como la de Valdepeñas, Sta. Cruz de Mudela, Castellar de Santiago, etc. que aunque fisiográfica y morfológicamente recuerdan y suponen la continuación del Campo de Calatrava, no obstante carecen de la presencia de su elemento distintivo como es el relieve volcánico. Al mismo tiempo esta zona de transición constituida por cordales serranos y subcuencas terciarias rellenas de materiales calcáreos se eleva progresivamente hacia oriente, adoptando en el borde meridional un aspecto más accidentado y montuoso a través de un conjunto de serratas cuarcíticas tales como la Sierra del Aguila, Sierra del Acebuche y Cabeza del Buey, en las que se alcanzan los 1.000 m reflejo de la proximidad del espolón occidental de Sierra Morena.

Al N los cordales cuarcíticos de la Sierra del Peral, del Cristo y de Alhambra superan también los 1.000 m, marcando en esta ocasión el paso al Campo de Montiel.

Esta unidad de tránsito entre Sierra Morena, Campo de Montiel y Campo de Calatrava que hemos diferenciado está drenada como el Campo de Calatrava por el río Jabalón y sus respectivos afluentes. Por esta razón a esta zona prolongación natural del Campo de Calatrava, aunque carente de toda manifestación volcánica, la hemos denominado Cuenca Alta del Jabalón, la cual constituye la unidad o comarca más pequeña con aproximadamente 1.694 km² de extensión (Véase fig. 2).

El límite que hemos establecido para diferenciar al Campo de Calatrava y la Cuenca Alta del Jabalón vendría marcado por la superficie que perfilan las planicies de las subcuencas terciarias de Valdepeñas y Sta. Cruz de Mudela, que se elevan progresivamente hasta enlazar con el Campo de Montiel.

CAPITULO PRIMERO
CARACTERISTICAS LITOESTRATIGRAFICAS
Y MORFOESTRUCTURALES

I. LITOESTRATIGRAFIA

Desde el punto de vista geológico el sector central del Campo de Calatrava corresponde, según la división del Macizo Hespérico efectuada por Julivert et al. (1972), al extremo más suroriental de la Zona Centroibérica, en el cual no afloran materiales esquistosos-grauváquicos de edad precámbrica. Por el contrario, predominan los materiales de edad paleozoica constituidos fundamentalmente por una homogeneidad litológica a base de cuarcitas y pizarras. No obstante, gran parte de este roquedo paleozoico no asoma en superficie debido a que se encuentra recubierto por una serie sedimentaria detrítica, carbonatada y volcánica de edad neógena y cuaternaria de escaso espesor. Por consiguiente, para realizar el análisis litoestratigráfico podemos distinguir entre materiales del zócalo paleozoico y sedimentarios de edad neógena (Fig. 3).

1. MATERIALES DEL ZOCALO PALEOZOICO

El roquedo paleozoico de edad más antigua que se halla en el sector central del Campo de Calatrava corresponde a una alternancia de microconglomerados cuarcíticos, cuarcitas, areniscas y pizarras de tonalidades rosáceas y púrpuras. Esta serie es conocida por varias denominaciones tales como “Capas intermedias”, “Formación de base”, “Nivel rojo” y “Tramo inferior conglomerático”, cuya edad según Bouyx (1970) y Roiz (1979) puede situarse en torno al Tremadoc.

Estos materiales, resistentes a la erosión, se localizan en el borde noroccidental conformando una alineación serrana que se extiende desde Alcolea hasta Valverde, formada por los Cerros de las Loberas y Zahurdones. En realidad, esta alineación compuesta por microconglomerados, areniscas y cuarcitas del Tremadoc constituye el primer cordal cuarcítico de la Sierra de Medias Lunas, la cual es una de las serratas paleozoicas más importantes que organizan el relieve del sector central del Campo de Calatrava.

El espesor que alcanza esta serie es de 800 a 900 m distinguiéndose a grandes rasgos tres niveles. El inferior de unos 200 m formado por cuarcitas, areniscas y pizarras con abundantes intercalaciones de conglomerados cuarcíticos. El intermedio tiene un grosor de 400 m y se caracteriza por la alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras, entre las que se intercalan potentes bancos de cuarcita. Por último, el tramo superior de 200 a 300 m se configura por una sucesión de cuarcitas, areniscas cuarcíticas y pizarras (IGME, 1988).

En cuanto a la serie de edad Ordovícica propiamente dicha podemos distinguir varios conjuntos litológicos perfectamente definidos: las cuarcitas masivas del Arenig, la alternancia de cuarcitas y pizarras del Arenig-Llandeilo, las pizarras correspondientes al Llanvin-Llandeilo y las areniscas y pizarras del Caradoc-Ashgill.

Las cuarcitas armoricanas del Arenig se caracterizan por su dureza y compacidad presentando una tonalidad blanquecina que en ocasiones se torna colorada. Su potencia oscila entre 200 y 300 m y constituyen el verdadero almacén del relieve serrano del Campo de Calatrava, puesto que definen las cumbres de la mayoría de las serratas, adoptando además el aspecto de cresterías muy escarpadas. Efectivamente, las cuarcitas armoricanas componen las cumbres de la Sierra de Medias Lunas, en especial del segundo y tercer cordal, conocidos como Sierra de la Umbría de la Sala y Medias Lunas-Motilla. Asimismo este roquedo conforma las cimas, merced a su dureza y resistencia a la erosión, de la alineación septentrional de la Sierra de Calatrava que se extiende de E a O, a lo largo de 28 km, desde Corral de Calatrava a Ballesteros. Por último, configura el cordal de la Sierra del Despeñadero que también se alinea de E a O, separando la cuenca baja del Jabalón y la alta del Guadiana.

Por encima yace un nivel de cuarcitas de grano fino y areniscas de tonalidades rojizas del Arenig-Llanvirn que se singularizan por disponer de cemento ferruginoso pelicular. Estos materiales alcanzan un espesor de 150 a 200 m (IGME, 1988) pero sólo afloran en los tramos inferiores de las laderas de las serratas paleozoicas. Por esta razón apenas destacan en el relieve, pues además se hallan recubiertos de glaciares de acumulación, aflorando únicamente en la vertiente meridional del cordal de Medias Lunas.

Mucho más significativas desde el punto de vista morfológico son las pizarras arcillosas y las areniscas del Llanvin-Llandeilo que aparecen en el extremo occidental de este sector central, especialmente al sur del cordal de Medias Lunas, esto es, en el valle del Guadiana. Frente a la dureza de las cuarcitas armoricanas y de los microconglomerados del Tremadoc estos materiales pizarrosos y arenosos del Llanvirn-Llandeilo se caracterizan por ser muy blandos y, por tanto, fáciles de dismantelar, motivo por el que sólo se conservan en la depresión de Corral, recubiertos y protegidos en parte por sedimentos terciarios.

Se trata de pizarras arcillosas de tonalidades grisáceas que alcanzan hasta 500 m de espesor. Lo más significativo y relevante de estos materiales es que contienen nódulos ferruginosos. Por su parte, las intercalaciones de areniscas presentan también un alto contenido de cemento ferruginoso (IGME,

1988). Es verosímil que esta litología contribuya al enriquecimiento de los manantiales termales y de las aguas de arroyada en oxihidróxidos de hierro, como tendremos ocasión de comprobar en el último capítulo.

Reposan sobre ellas cuarcitas, areniscas y pizarras del Caradoc cuyo principal afloramiento se halla en el borde occidental, concretamente en la confluencia de los ríos Jabalón y Guadiana. Así pues, la mayor parte de este roquedo se localiza también en la depresión de Corral de Calatrava, configurando una topografía elevada en forma de cerros y de lomas muy redondeadas y suaves, cuya altitud oscila entre 620 y 700 m como en Cabeza, Cerro Pelón y Baracas.

La potencia de estos niveles del Caradoc alcanza unos 700 m. De esta serie destacan los 200 m de pizarras limolíticas y las cuarcitas de grano fino pertenecientes al Llandeilo superior-Caradoc inferior que contienen cemento ferruginoso. Asimismo sobresalen las llamadas "Pizarras de cantera" del Caradoc que alcanzan del orden de 175 m de grosor, formadas por pizarras micáceas y arcillosas con presencia de nódulos carbonatados y ferruginosos. Por último, la serie de "Bancos mixtos" del Caradoc superior que se encuentran en Puente Morena, en las márgenes del río Jabalón, que sobrepasan los 300 m de potencia. Se caracterizan por la alternancia de pizarras, arenas y cuarcitas que tienen una elevada proporción de cemento ferruginoso, a saber, en torno a una media de un 15% (IGME, 1988).

Para finalizar, sobre las calizas del Ashgill, que sólo alcanzan 10 m de amplitud, descansan las pizarras del Silúrico, concretamente del Llandov-Wenlock. Estas constituyen una potente serie de pizarras muy arcillosas de tonalidades grises a rosáceas de unos 100 m que afloran, cerca de Puente Morena, en la confluencia del arroyo de Valdeconejos con el río Jabalón y en la desembocadura del Jabalón con el Guadiana, entre Carrascales y Cabezas. Se trata de materiales muy arcillosos y ampelíticos, con disyunción laminar, atravesados además por abundantes diques o sills basálticos y con "seudonódulos" de diversa naturaleza litológica (IGME, 1988).

Todo este roquedo litológico paleozoico se encuentra plegado en grandes estructuras de dirección NO-SE, E-O y NE-SO, al haber sido afectado por la orogenia hercínica. En relación con las fases de deformación tectónica variscica, Roiz (1979) señala que en el espacio comprendido entre Los Pedroches y la banda milonítica de Toledo pueden distinguirse dos episodios fundamentales: una deformación principal, cuya edad se sitúa en torno al Fameniense-Westfaliense, que organiza las estructuras plegadas en dirección NO-SE y otra posterior, de carácter secundario, que deforma e interfiere las estructuras combándolas hacia el NE.

Roiz (1979) interpreta esta fase secundaria que afecta sólo a las estructuras hercínicas del alto Guadiana como fenómenos de desenganche tardihercínicos. No obstante, Francisco Hernández-Pacheco (1932) relacionaba estas dislocaciones con la actividad tectónica alpina.

2. MATERIALES DE LAS SUBCUENCAS TERCIARIAS

Durante el Mesozoico en el Campo de Calatrava parece que no tuvo lugar sedimentación continental y marina, toda vez que está desprovisto de dicho registro sedimentario. No obstante, en la Llanura manchega occidental, esto es, en las inmediaciones de Daimiel se ha detectado por medio de sondeos geofísicos la deposición de areniscas triásicas, así como de calizas jurásicas en Villarta de San Juan. Así pues, al menos en la Llanura manchega se reactivan las fracturas tardihercínicas originando pequeñas fosas que se rellenan con sedimentos de naturaleza continental y marina (IGME, 1988). Por contra, en el Campo de Calatrava la ausencia de tales materiales avala que el zócalo paleozoico se mantuvo emergido durante este tiempo, careciendo así de dichos testimonios litológicos.

Por consiguiente, los depósitos terciarios en el Campo de Calatrava reposan en discordancia directa sobre el zócalo paleozoico. De los trabajos de índole geológica donde se estudia la estratigrafía terciaria debemos destacar los de Molina (1974 y 1975), en los que se revisa y actualiza la sedimentación neógena de las subcuencas de Alcolea, Corral de Calatrava, Poblete y de la Cuenca Manchega.

Dejando a un margen esta última, Molina (1975) distingue en todas ellas sobre el zócalo paleozoico una costra ferralítica formada por cantos de cuarcita y pizarra soldados con cemento ferruginoso de color rojo conformando, según sus palabras, una auténtica coraza. En cuanto al espesor precisa que al Sur de Corral de Calatrava alcanza una potencia superior a los 4 m. Su cronología la sitúa entre el Eoceno inferior y el Mioceno inferior, al equipararla cronoestratigráficamente con otras halladas en Zamora. Por consiguiente, las costras ferralíticas definen la base de la sedimentación neógena y su morfogénesis se relaciona con intensos procesos de alteración química sufridos por el zócalo bajo condiciones morfoclimáticas tropicales, entre el Paléogeno y el Mioceno inferior.

En la cartografía geológica a 1:100.000 que acompaña su trabajo se aprecia que estas formaciones se circunscriben fundamentalmente al pie de la ladera de la Sierra de Medias Lunas y en menor medida a las alineaciones septentrionales de la Sierra de Calatrava.

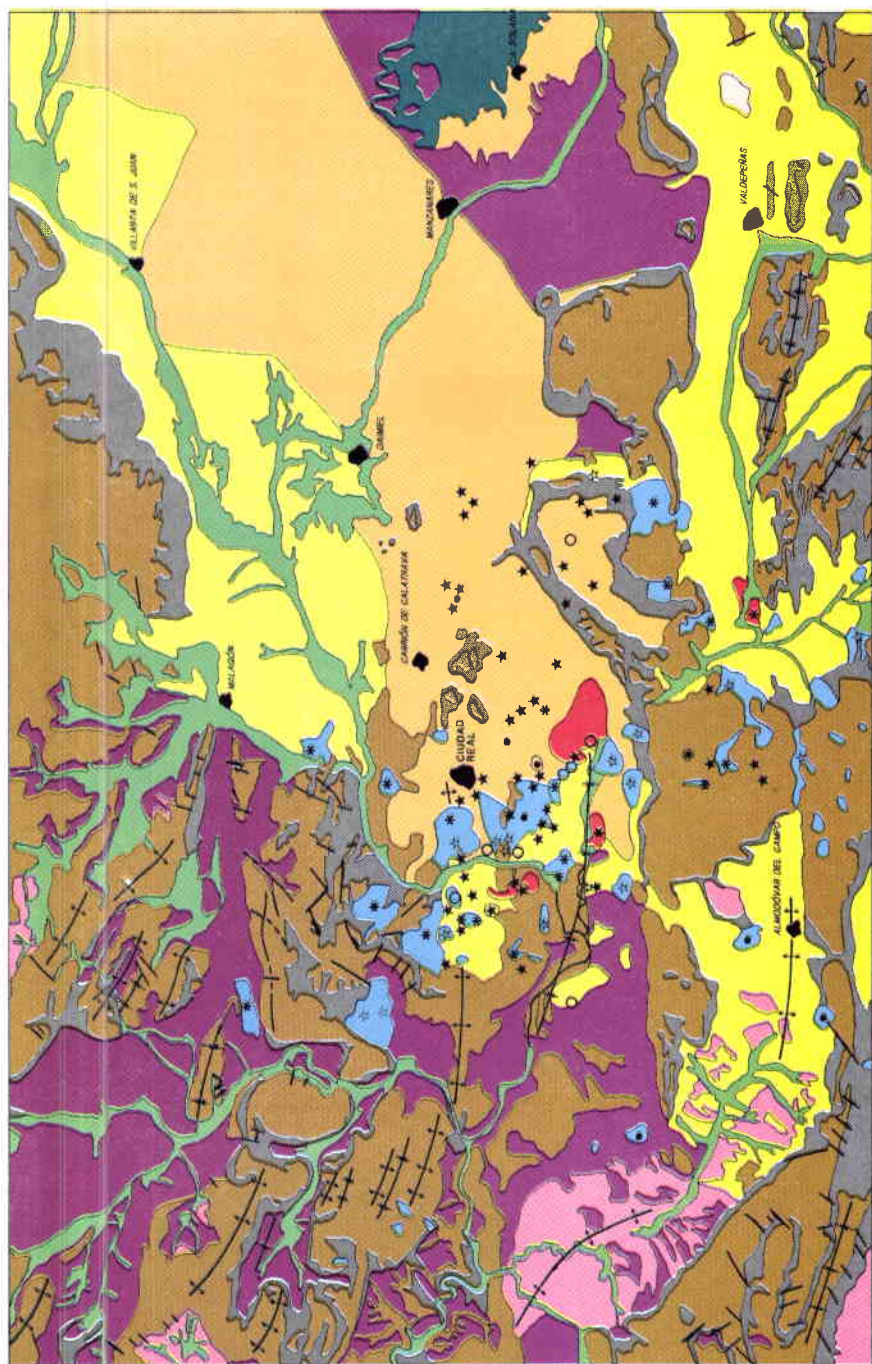
Sobre la costra ferralítica Molina (1975) distingue dos unidades estratigráficas cuyas cronologías están comprendidas entre el Vallesiense y el Rusciniense. La primera, llamada unidad estratigráfica inferior, se compone de calizas constituidas por bancos de 0,5 m de grosor que alcanzan una potencia global de 18 m. Encima reposa un tramo detrítico de hasta 20 m de espesor compuesto de materiales detríticos volcánicos y paleozoicos (fundamentalmente pizarrosos). A estos depósitos Molina (1975) los denomina vulcanorruditas. Por último, en la subcuenca de Corral de Calatrava aparecen también margas arcillosas y arenas.

La unidad superior, que descansa en discordancia angular sobre la inferior, está compuesta por margas calcáreas de color blanco amarillento de 2 a 3 m de espesor y calizas tableadas en bancos de 0,3 a 0,5 m de grosor que alcanzan un total de 20 a 25 m de potencia. Se trata de calizas muy duras y de color hueso coronadas en el yacimiento paleontológico de Las Higuieruelas por tobas volcánicas.

A partir de las discordancias angulares habidas entre las vulcanorruditas y los materiales sedimentarios calcáreos y las deformaciones que presentan éstos a su vez, caso de las calizas de Las Higuieruelas, Molina (1975) deduce un total de dos fases tectónicas acompañadas de manifestaciones eruptivas. Así, por ejemplo, la discordancia entre la unidad estratigráfica inferior y la superior viene dada por la presencia de vulcanorruditas que a veces se encuentran basculadas, razón por la cual Molina señala la existencia de una fase tectónica (F1) durante el Mioceno superior (previa al Tuoliense). Por su parte, las vulcanorruditas corresponden a la primera etapa volcánica (VI) que atribuye como intramiocénica o prerrusciniense.

Con posterioridad, la dislocación de ambas unidades estratigráficas reflejado en el basculamiento de las calizas del yacimiento de Las Higuieruelas le llevan a establecer una segunda fase tectónica (F2) de edad Pliocena inferior, acompañada de una segunda etapa volcánica (VII).

Las primeras discrepancias en torno a las conclusiones obtenidas por Molina (1975) fueron planteadas por Ancochea (1983), concretamente en su tesis doctoral sobre petrología y geoquímica del volcanismo de España central. Aunque Ancochea, en realidad, no cuestiona la sucesión estratigráfica terciaria de las subcuencas, esto es, las diversas formaciones y secuencia de estos niveles, sí pone en tela de juicio las implicaciones tectónicas que Molina extrae de las dislocaciones de los materiales terciarios. En efecto, Ancochea (1983) manifiesta abiertamente el peligro que representa inferir movimientos tectónicos regionales basándose sólo en el estudio de áreas muy concretas, máxime cuando en ellas abundan edificios volcánicos que pueden



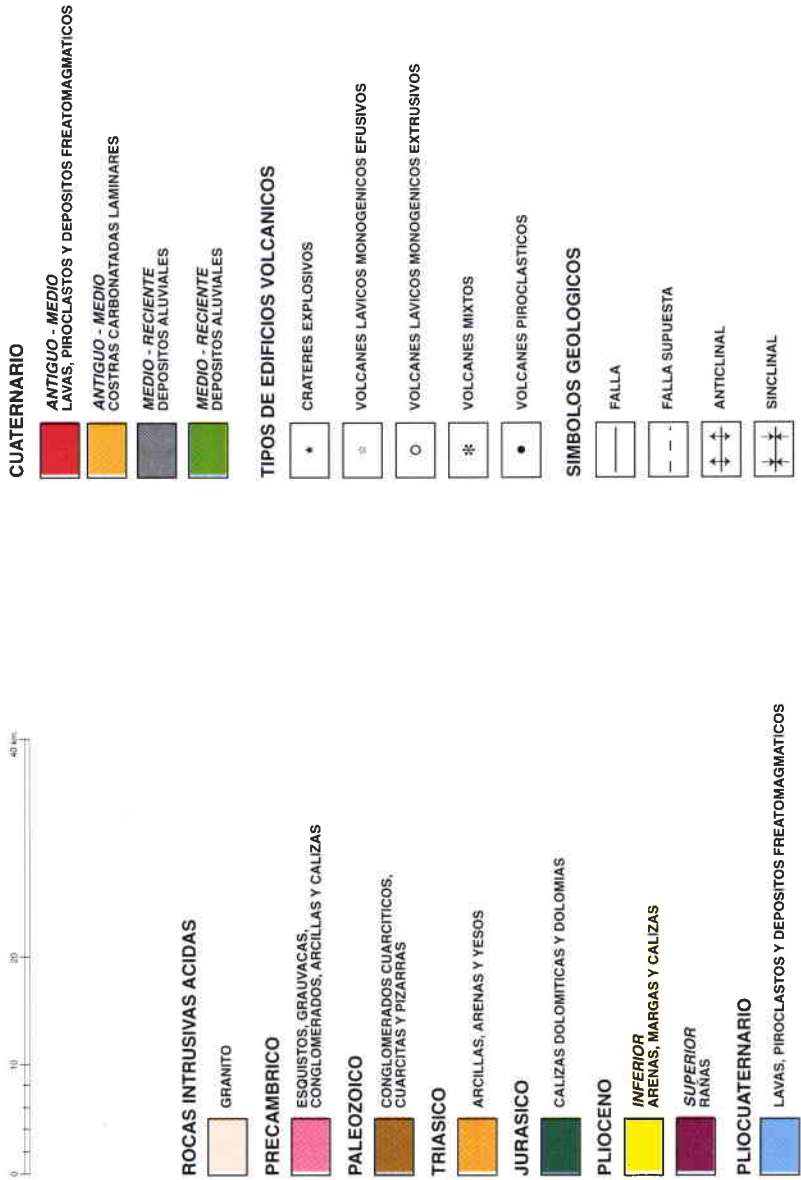


Fig. 3. Mapa geológico del Campo de Calatrava (a partir de los mapas geológicos a E. 1:50.000 n° 783, 784 y 785, de las hojas 61 y 62 a E. 1:200.000 y del trabajo de campo).

perturbar la disposición estructural de los materiales sedimentarios sin que intervengan fenómenos tectónicos.

Al mismo tiempo critica el procedimiento llevado a cabo por Eloy Molina en el estudio estratigráfico de las subcuencas, pues señala que en una zona donde tienen lugar simultáneamente manifestaciones eruptivas y deposición de sedimentos la estratigrafía es sumamente compleja al existir mutuas interferencias y posibles deformaciones, las cuales no se pueden apreciar en su justa medida si no analizamos conjuntamente los sedimentos detríticos y los depósitos y la morfología volcánica.

Los primeros análisis aclaratorios acerca de la sedimentación neógena acontecida en las subcuencas terciarias del Campo de Calatrava, se deben al trabajo presentado por Torres et al. (1986) en el XI Congreso Nacional de Sedimentología. En esta investigación de índole geofísica, basada en la realización de más de una treintena de sondeos en la cobertera neógena de La Mancha y el Campo de Calatrava con el fin de detectar posibles cuencas carboníferas, llevan a cabo una profunda revisión de la distribución estratigráfica del neógeno, diferenciando un total de cuatro niveles. De ellos nos interesan por sus novedosas aportaciones los dos primeros llamados: miembro detrítico de la base y contacto sustrato paleozoico-neógeno.

Concretamente, descartan que el contacto entre el zócalo paleozoico y los sedimentos neógenos se establezca a través de la costra ferralítica, puesto que no es detectada en ninguno de los sondeos practicados, los cuales lógicamente llegan hasta el sustrato paleozoico. Aprecian a lo sumo, cuando el zócalo está formado por pizarras, una intensa alteración a base de lutitas muy plásticas de color rojo. El espesor de esta alteración del sustrato pizarroso alcanza de algunos decímetros hasta cerca de 10 m. Por contra, cuando el basamento es cuarcítico sólo se vislumbra una pequeña alteración y recubrimientos de óxidos de hierro.

En realidad, observan encima del zócalo una formación detrítica que se repite en la base de las secuencias de todos los sondeos, a la que denominan miembro detrítico de la base. Estos depósitos de 12 a 15 m de espesor presentan una alternancia multisequencial de arenas, gravas y bloques cuarcíticos de forma subredondeada, cuyo medio de sedimentación vinculan a abanicos aluviales de cierta eficacia de transporte (TORRES et al., 1986).

Estos materiales sedimentarios son asociados cronológicamente al neógeno aunque expresan que bien podrían ser más antiguos. Por último, debemos mencionar que dichos componentes sólo fueron detectados mediante sondeos mecánicos y eléctricos, mas nunca en cortes o canteras visibles a simple vista.

Finalmente, en el trabajo realizado por Crespo Zamorano et al. (1988) emplazan estratigráficamente las costras ferruginosas del Campo de Calatrava

al techo de las series pliocuaternarias, descartando su posición basal en la sedimentación neógena. A pesar de estas aportaciones, cruciales para la comprensión de los procesos morfogénéticos acaecidos durante el período de sedimentación neógena, en el MAGNA correspondiente a la hoja nº 784 de Ciudad Real se mantienen y ratifican las ideas de Molina acerca de las corazas ferralíticas, situándolas en la base de la sedimentación neógena y atribuyendo su formación a la alteración química del zócalo bajo condiciones paleoclimáticas tropicales, acaecida durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior.

A. Formación detrítica basal

Por nuestra parte, a través del trabajo de campo consistente en la búsqueda de cortes a lo largo de la zona de estudio hemos localizado en superficie los componentes del miembro detrítico de la base de Torres et al. (1986), a los cuales preferimos llamar formación detrítica basal (F.D.B.). Así pues, puede considerarse que es la primera vez que dichos materiales se analizan a excepción de las fracciones finas o arenosas de la F.D.B situadas en la cantera de Corral de Calatrava (IGME, 1988).

En efecto, la formación detrítica basal que marca el inicio de la sedimentación terciaria en las subcuencas calatraveñas se compone de dos fracciones bien diferenciadas: una grosera y otra fina. La primera integrada por cantos y gravas de cuarcita subredondeada, se halla sólo a ambos márgenes de la cuenca baja del río Jabalón y de su afluente el arroyo de Cañada de Sta. María, concretamente en las cercanías de Puente Morena en el km. 186 de la C.N. de C. Real a Puertollano.

El primer depósito de la F.D.B analizado está situado a 605 m en la cantera de la tejera abandonada de Puente Morena, próxima a la margen izquierda del arroyo de Cañada de Sta. María. En él hemos distinguido un total de cinco niveles que serán analizados con mayor detalle en el siguiente capítulo, para determinar volcanoestratigráficamente las etapas eruptivas acaecidas durante el Neógeno.

No obstante, conviene señalar que se trata de una formación detrítica de 5 m. de espesor que se caracteriza por su homogeneidad litológica reducida a cuarcitas y en menor medida cuarzos de tamaño homométrico y forma subredondeada, envueltos en una matriz arcillosa de tonalidad amarilla-rojiza (5YR 7/6). Adoptan una estructura caótica a lo largo del perfil descansando sobre una superficie erosiva labrada en el sustrato pizarroso, el cual presenta una intensa alteración de más de 15 m que estriba en una transformación de las pizarras en arcillas, sin que haya ninguna costra ferralítica. Por

otro lado, este nivel se halla interrumpido por una banda de 3 m de espesor de depósitos freatomagmáticos con una estratificación horizontal marcada (Fig. 4). Por último, sobre él reposan margas blanquecinas y bancos de caliza rusciniense que conforman la Loma de los Llanos (Véase fig. 23).



Fig. 4. Formación detrítica basal e intercalación de depósitos freatomagmáticos (Arroyo de la Cañada de Santa María, Punte Morena).

La granulometría de bloques y cantos revela una distribución asimétrica y unimodal con el máximo emplazado en la secuencia dimensional 20-40 mm y un valor de la mediana de 50 mm, que reflejan el claro predominio, de ahí la asimetría, de los cantos pequeños sobre el resto de los tamaños. Ni tan siquiera cuenta con representación de la fracción de bloques, a excepción del centilo que alcanza 240 mm. Asimismo es interesante comprobar como el espectro litológico se reduce a cuarcitas y cuarzós, siendo predominantes las primeras con un 95%, mientras que los cuarzós obtienen un 5% (Fig. 5).

De la morfometría de los cantos cuarcíticos destaca su buen redondeamiento que se manifiesta en el índice de desgaste, cuya mediana alcanza el valor de 215 que coincide además con la moda establecida en el intervalo 200-250 y con una frecuencia del 28%. Así sólo un 4% de los cantos muestreados tiene un índice de desgaste inferior a 100, superando el hito de 250 el 30%, aunque bien es ver-

dad que la cota de recorrido se sitúa en el intervalo 400-450. Por otro lado, el aplanamiento de los cantos es además significativamente pequeño como lo evidencia la mediana de 1,85 y su clase modal situada en el intervalo 1,75-2.

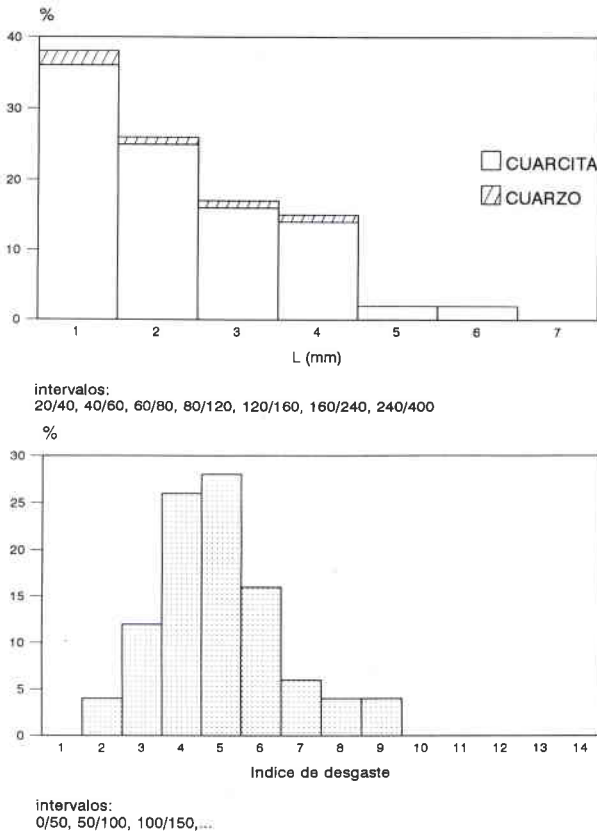


Fig. 5. Granulometría y morfometría de la fracción gruesa de la F.D.B. (Arroyo de la Cañada de Sta. María, Puente Morena).

Nos hallamos pues ante un depósito constituido fundamentalmente por cantos pequeños de cuarcita relativamente bien desgastados como se manifiesta en su morfometría subredondeada a redondeada, evidencia de un mecanismo de sedimentación eficaz pero de atenuada competencia de arrastre.

La matriz que envuelve las fracciones gruesas es fundamentalmente limo-arcillosa (70,2%), con una proporción arenosa reducida a un 29,8%. El reparto de esta última muestra un incremento porcentual conforme disminuye el tamaño de los granos, así las arenas gruesas representan el 3,2%, las medias un 4,9% y las finas un 21,7%. El tamaño medio de las partículas es

muy pequeño ($Mz= 182\mu\text{m}$), al igual que la mediana ($Md= 122\mu\text{m}$), lo que refleja una escasa capacidad de arrastre del mecanismo de sedimentación. Según los parámetros estadísticos se trata de un depósito bien clasificado ($S_o= 1,2\Phi$ y $q\text{dphi}= 0,45\Phi$) aunque la desviación típica señala una mala clasificación ($\sigma=1,1\Phi$), por lo que deberíamos calificarlo de moderadamente seleccionado pues abundan relativamente las partículas medias y gruesas. En cualquier caso, el sedimento presenta una fuerte disimetría en su distribución hacia los gruesos ($SK_I=-0,4\Phi$), dado el predominio de los finos, de ahí que la curva sea muy leptocúrtica ($K'G= 0,63\Phi$).

La curva acumulativa tiene tendencia hacia una facies hiperbólica a pesar de que la pendiente de arranque hacia los finos es poco acusada como es típico en este tipo de funciones, al tiempo que la inflexión superior es muy gradual de forma que su tramo final adquiere un trazo de componente logarítmico. No obstante, el arco denota una moderada selección de las partículas detríticas aunque contiene una importante fracción de arenas medias y gruesas, de ahí que la desviación típica señale una mala clasificación (Fig. 6).

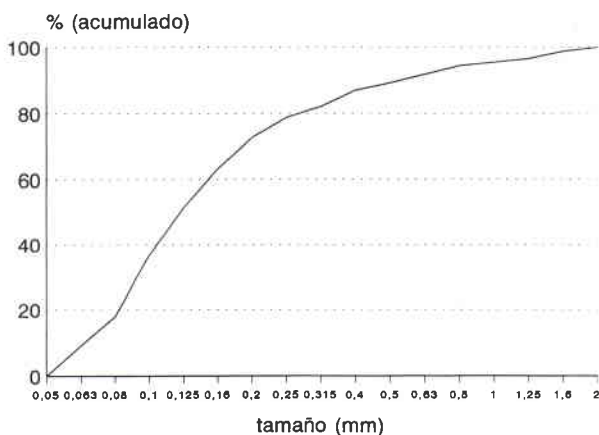


Fig. 6. Curva granulométrica acumulativa de la matriz de la formación detrítica basal (Arroyo de la Cañada de Sta. María, Puente Morena).

Los análisis sedimentológicos nos inducen a considerar que posiblemente nos encontramos ante la facies distal de un depósito de abanico aluvial, cuya deposición está asociada a una acusada atenuación de la competencia del mecanismo de sedimentación, adoptando un carácter fluvial muy moderado.

Así se podría explicar la decantación de las fracciones finas que componen la matriz y la abundancia dentro de la fracción grosera de los cantos pequeños.

La cronología de esta formación detrítica basal debe corresponder como edad más reciente a la transición del Mioceno superior al Plioceno inferior, sin que pueda excluirse que sea de un período más antiguo contemporánea de la fase eruptiva de tipo freatomagmático (EV1).

Frente a la interpretación propuesta aquí de la F.D.B. como facies distal de un abanico aluvial de edad mio-pliocena, Molina (1975) cartografía estos materiales en su mapa a 1:100.000 como un depósito aluvial +30-33 m del río Jabalón. Recientemente esta formación ha sido atribuida en la hoja nº 784 del MAGNA como la terraza fluvial +30-38 m del río Jabalón, fosilizada por materiales volcánicos y un coluvión muy antiguo (IGME, 1988). Asimismo describen en ella un perfil edáfico A, Bgca, Btgc (sobre coluviones), IIBt (a partir de materiales volcánicos) y III Bt (en la gravera de la terraza).

El otro afloramiento de la F.D.B. grosera se encuentra también en Puente Morena concretamente en la cantera de Fuente Simón, sita en el camino que conduce a la explotación minera de Asland en el volcán Cabezo Segura. En él hemos distinguido un total de 12 niveles de los que ahora nos interesan los dos primeros, en tanto que los restantes serán abordados en el próximo capítulo al definir las etapas eruptivas acaecidas durante la sedimentación terciaria (Véase fig. 22). En cualquier caso es necesario, antes de definir sendos niveles detríticos, precisar que esta formación basal se halla fosilizada por materiales freatomagmáticos de tipo oleada piroclástica seca y húmeda, así como por margas, calizas margosas y calizas de edad rusciniense. Al mismo tiempo estos depósitos calcáreos subyacen bajo cenizas, lapillis y lavas aa del edificio volcánico Cabezo Segura (Fig. 7).

En esta ocasión, no se aprecia si la F.D.B. descansa directamente sobre el sustrato paleozoico, no obstante como el sedimento tiene gran continuidad lateral puede comprobarse que yace en sus extremos sobre estratos de pizarra alterados, sin que se interponga ninguna costra ferralítica.

El primer nivel tiene un espesor de 2,20 m aproximadamente. Se compone de cuarcitas y en menor medida de cuarzos de tamaño homométrico y forma subredondeada dispuestos de manera caótica. La matriz que envuelve la fracción grosera es arcillosa y de tonalidad amarilla-rojiza (7.5YR 6/8).

La distribución granulométrica de bloques y cantos es como en el anterior depósito asimétrica y unimodal, con el máximo situado en la secuencia dimensional 40-60 mm y con un valor de la mediana de 50 mm. Esto refleja con claridad el predominio de los cantos pequeños sobre el resto de los tamaños, toda vez que los cantos grandes sólo representan el 2% y los bloques carecen de representa-



Fig. 7. Formación detrítica basal gruesa fosilizada por oleadas piroclásticas secas y materiales margosos de edad rusciniense (cantera de Fuente Simón en el volcán Cabezo Segura, Puente Morena).

ción, pues incluso el centilo no sobrepasa los 200 mm. Desde el punto de vista litológico se caracteriza por la homogeneidad de los componentes constituidos básicamente por cuarcitas (96%) y acompañados de cuarzos (4%) (Fig. 8).

En la morfometría es significativo el redondeamiento de los cantos cuarcíticos tal y como se manifiesta a través del índice de desgaste, cuyo valor de la mediana de 193 es muy próximo al obtenido en la tejera de Puente Morena. Esta cifra coincide con la clase modal situada en 150-200 que alcanza además una frecuencia del 44%. Al mismo tiempo una proporción nada despreciable de cantos muestreados, concretamente el 28%, supera el índice 250 y sólo un 2% se encuentra por debajo del nivel 100. Ahora bien, la cota de recorrido retrocede con respecto al depósito anterior al situarse en el intervalo 350-400.

Los resultados obtenidos en los otros índices son normales, valga como ejemplo el valor de la mediana del índice de aplanamiento del orden de 1,74 y su clase modal correspondiente al intervalo 1,5-1,75. Por otro lado, la disimetría alcanza una mediana de 575 y el valor modal está comprendido entre 500-600.

En definitiva, se trata de un depósito formado básicamente por cantos pequeños de cuarcita que han sufrido un desgaste considerable, como se refleja en sus bordes romos, testimonio directo de un mecanismo de sedimentación eficaz y de un hipotético transporte prolongado. El predominio de los cantos

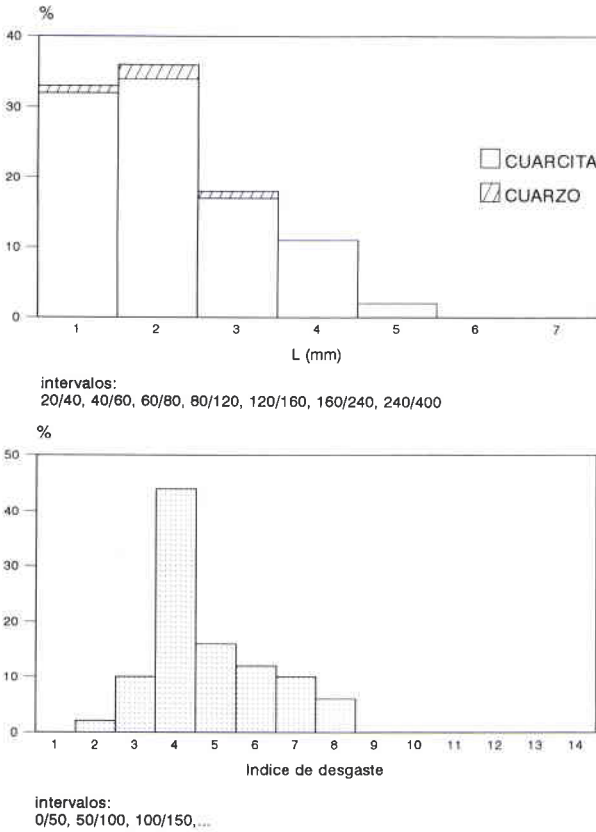


Fig. 8. Granulometría y morfometría de la fracción grosera de la F.D.B. (cantera de Fuente Simón en el volcán de Cabezo Segura).

pequeños puede deberse a que precisamente nos encontramos en el borde distal de la formación, esto es, en el punto más alejado con respecto a su área madre.

La procedencia de los componentes de la formación, teniendo en cuenta el predominio litológico de las cuarcitas, ha de estar vinculada con una serrata cuarcítica, de las cuales la más próxima está situada a 6 km al sur y corresponde a la alineación septentrional de la Sierra de Calatrava, concretamente a los cordales de Navalanguilla y de los Hervideros.

La matriz de la formación detrítica grosera (M1) es muy limo-arcillosa (85,8%) quedando reducida la fracción de arenas a un 14,2%. La distribución de las arenas muestra un ligero incremento de las proporciones conforme decrece el tamaño de las partículas, de manera que las arenas gruesas representan el 3,4%, las medias un 3,6% y las finas un 7,2%. De aquí se

infiere que el tamaño medio de las partículas sea moderado integrándose dentro de la fracción de arenas medias ($M_z = 392\mu\text{m}$), en tanto que la mediana, por contra, es pequeña ($M_d = 197\mu\text{m}$) reflejando el predominio en el cómputo total de los elementos finos. Esta distribución granulométrica denota en último término un depósito con fuerte disimetría hacia gruesos ($SK_1 = -0,34\Phi$) y muy poco clasificado ($qdphi = 0,9\Phi$; $\sigma = 1,5\Phi$ y $So = 1,5\Phi$).

Por su parte, la curva granulométrica (M1) presenta una forma claramente logarítmica que se acentúa aún más si cabe en su tramo sumital, concretamente a partir de las arenas medias (0,25 mm). Únicamente el extremo inferior adopta una ligerísima inflexión de aspecto hiperbólico aunque la pendiente es muy tendida y predomina en su conjunto la fisonomía logarítmica (Fig. 9). En definitiva, se trata de un depósito poco clasificado, especialmente de las arenas medias y gruesas que presentan una proporción similar.

El segundo nivel (M2) está formado por un lecho de arenas de color amarillo pálido (2.5Y 8/3), de 25 cm de espesor, que contiene algunas gravillas de naturaleza cuarcítica (3%).

La granulometría de arenas refleja el predominio de la fracción arenosa (52,7%) sobre las partículas limo-arcillosas (47,3%). El reparto de las arenas muestra un incremento porcentual conforme decrece el tamaño de las partículas, de modo que las gruesas alcanzan un 5,6%, las medias un 9,5% y las finas un 37,6%. El tamaño medio de los granos es muy pequeño ($M_z = 186\mu\text{m}$) al igual que la mediana ($M_d = 125\mu\text{m}$), lo cual induce a considerar una baja competencia del mecanismo de transporte. Por otro lado, los parámetros estadísticos señalan un depósito de moderadamente a bien clasificado ($So = 1,2\Phi$; $qdphi = 0,57\Phi$), matizado por la desviación típica que lo define como mal seleccionado ($\sigma = 1,1\Phi$). En realidad, deberíamos calificarlo como una formación moderadamente seleccionada pero con una proporción abundante de arenas medias y gruesas. También el sedimento muestra una fuerte disimetría hacia gruesos ($SK_1 = -0,38$) y, por ende, una distribución leptocúrtica ($K'G = 0,57\Phi$).

Por último, la curva granulométrica (M2) presenta, al igual que el sedimento de la cantera de la tejera de Puente Morena, una ligera forma hiperbólica. No obstante, el arranque del arco tiene escasa pendiente hacia los finos, ilustrando que no se produce una decantación total de las partículas finas. Por otro lado, el tramo superior mantiene características logarítmicas al contar con una proporción nada desdeñable de arenas medias y finas (Fig. 9). En cualquier caso, es un depósito relativamente bien clasificado y formado por arenas finas, depositadas merced a un proceso de decantación que probablemente tuviera lugar bajo un ambiente sedimentario de tipo fluvial muy atenuado o bien fluvialacustre.

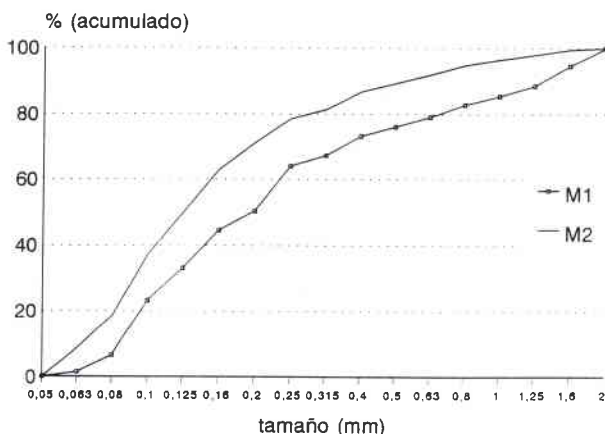


Fig. 9. Curvas granulométricas acumulativas de la formación detrítica basal grosera y fina (cantera de Fuente Simón en el volcán de Cabezo Segura).

La formación detrítica basal de la cantera de Fuente Simón dispone en su conjunto de una estructura sedimentaria positiva, con el nivel arenoso reposando por encima de la fracción grosera. A la par, se observa en la secuencia sedimentaria una decreciente competencia del mecanismo de arrastre propia de la facies distal de un abanico aluvial. Las condiciones de deposición presentan unas connotaciones fluviales muy atenuadas (predomina la fracción de cantos pequeños subredondeados) que transitan progresivamente en la vertical a otras de tipo más bien fluviolacustre.

En ningún caso, puede interpretarse este depósito de cantos pequeños subredondeados como un sedimento fluvial cuaternario del río Jabalón tal y como se lleva a cabo en el MAGNA de la hoja nº 784 de Ciudad Real (IGME, 1988); puesto que se halla fosilizado por materiales freatomagmáticos y calcáreos de edad pliocena.

La tercera formación está constituida exclusivamente por fracciones finas sin presencia de materiales gruesos. El análisis granulométrico ha sido realizado en las canteras que se hallan situadas en el interior de la subcuenca de Corral de Calatrava, a sólo 500 m al NE de este núcleo de población.

En ella hemos distinguido dos grandes conjuntos arenosos que yacen sobre un nivel de materiales freatomagmáticos de 40 cm de espesor visible. Este se compone de una oleada piroclástica seca de marcada estratificación

cruzada que recuerda en sus características a la oleada seca intercalada en la F.D.B. grosera de la tejera de Puente Morena (Véase fig. 23).

El primer cuerpo arenoso de aproximadamente 1 m de espesor queda definido en su base por gravillas cuarcíticas y arenas gruesas de unos 20 cm de espesor (M4), que gradualmente dan paso en la vertical a una serie de lechos de arenas finas, limos y arcillas de inundación de un total de 0,5 m. Estas partículas finas se hallan afectadas por procesos de hidroturbación y cuentan con la peculiaridad de tener una gran continuidad lateral (M5). Por último, el techo de este conjunto, de 40 cm de espesor, está formado por estratos de gravillas cuarcíticas y de arenas gruesas de cuarzo, con intercalación de lentejones de limos (M6) (Fig. 10).

El nivel inferior (M4) tiene un alto contenido de gravillas pues la fracción de rechazo $>2\text{mm}$ representa un 11,5% de la muestra analizada. Desde el punto de vista granulométrico la fracción se caracteriza por un claro predominio de las arenas (72,8%), frente a limos y arcillas que únicamente suponen el 27,2%.

La distribución de las arenas refleja un descenso acusado de las proporciones conforme disminuye el tamaño de los granos, siendo predominantes las arenas

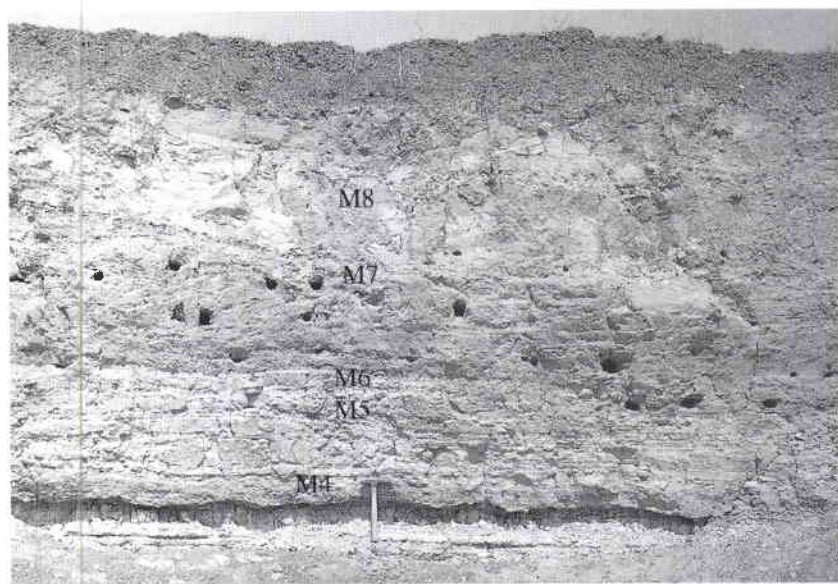


Fig. 10. Formación detrítica basal fina fosilizando una oleada piroclástica seca de edad miopliocena (Canteras de Corral de Calatrava).

gruesas (46,4%) frente a las medias y finas que alcanzan el 24% y el 2,4% respectivamente. Por consiguiente, se trata de un nivel formado por gravillas y arenas gruesas de tonalidad amarilla pálida (2.5Y 8/3). El tamaño medio de las partículas ($Mz=713\mu\text{m}$) como el de la mediana ($Md=598\mu\text{m}$) es muy elevado correspondiendo a la fracción de arenas gruesas, lo que indica una importante competencia del mecanismo de sedimentación. El resultado es un depósito, según los índices estadísticos, moderadamente bien clasificado ($So=1,8\Phi$; $\sigma=0,79\Phi$ y $qdphi=0,47\Phi$), simétrico y de curva mesocúrtica ($K'G=0,50$).

La curva acumulativa (M4) presenta una facies típicamente parabólica con una inflexión basal notoria a partir de 0,315 mm, que evidencia que las condiciones en ese ambiente sedimentario han sido propicias para proseguir el transporte de las partículas finas. Al mismo tiempo se aprecia en el tramo superior, concretamente a partir de 0,8 mm, un pequeño combamiento que da al conjunto una apariencia ligeramente sigmoidal, resultado de una dinámica de connotaciones fluviales en la que se produce bruscamente una acumulación forzada de la carga de mayor tamaño (Fig. 11).

Por encima de este nivel de gravillas y arenas gruesas (M4) depositadas por acumulación forzada se hallan lechos de arenas finas, limos y arcillas (M5) afectados por procesos de hidroturbación. Los análisis granulométricos avalan que se trata de una formación arenosa (59,83%) y limo-arcillosa (40,2%) de tonalidad blanquecina (10YR 8/1). El tamizado de las arenas revela el predominio neto de las partículas finas (54,4%), sobre las medias (5,4%) y las gruesas (0,03%). Es lógico, pues, que el tamaño medio de los granos ($Mz=123\mu\text{m}$) y de la mediana ($Md=116\mu\text{m}$) sean muy pequeños situándose en las arenas finas. Por último, estos materiales están bien clasificados ($So=1,1\Phi$, $\sigma=0,58\Phi$ y $qdphi=0,4\Phi$) y presentan una distribución simétrica ($Sk_I=0,08$), que se manifiesta en una curva equilibrada de tipo mesocúrtica ($K'G=0,47$).

La curva acumulativa (M5) muestra un aspecto hiperbólico con una pendiente bien acusada en su tramo inicial y una inflexión superior muy marcada a partir de 0,2mm, esto es, de las arenas medias. Así pues, la figura refleja una buena selección de los componentes con abundancia de arenas finas y apenas presencia de medias y gruesas. Este tipo de distribución hiperbólica nos indica un medio de sedimentación muy tranquilo propio de mecanismos prácticamente fluvio-lacustres o lacustres, en los que los granos de arena se depositan por decantación (Fig. 11). Se trata, por tanto, de un ambiente sedimentario presidido por aguas remansadas o de escasa dinámica, propias de condiciones lacustres, donde se producen encharcamientos toda vez que estas arenas presentan síntomas de hidroturbación.

Sobre estas arenas finas, limos y arcillas (M5) decantadas en un medio fluviolacustre vuelve a reaparecer otra formación de gravillas y arenas gruesas (M6) de color amarillo-marrón (10YR 6/6), coronando el techo de este primer cuerpo arenoso. En efecto, la granulometría de arenas manifiesta el predominio de las arenas (82,2%) sobre limos y arcillas (17,8%). Dentro de la fracción arenosa hay una abundancia de partículas groseras (46,6%), en contraposición a medias (26,2%) y finas (9,4%). Así pues, el calibre medio de los granos es muy grande correspondiendo a la fracción de arenas gruesas ($M_z = 639\mu\text{m}$ y $M_d = 560\mu\text{m}$). El resultado de esta distribución granulométrica es un depósito de moderado a bien clasificado ($S_o = 1,1\Phi$, $\sigma = 1\Phi$ y $q\text{dphi} = 0,57\Phi$) y disimétrico hacia finos ($SK_I = 0,21\Phi$), por el predominio de las partículas grandes, de ahí que la curva tenga carácter leptocúrtico ($K'G = 0,54\Phi$).

La curva granulométrica (M6) presenta, como la del nivel inferior (M4), un aspecto claramente parabólico aunque la inflexión basal es menos acentuada y, por ende, contiene mayor proporción de arenas medias y finas. Así pues, parece que el arrastre o lavado de elementos finos ha sido menor que en el nivel inferior. En definitiva, se trata de un depósito cuyo mecanismo sedimentario de tipo fluvial ha experimentado una acumulación forzada con deposición masiva de fracciones groseras, mientras que medias y finas han seguido aguas abajo (Fig. 11).

El segundo cuerpo arenoso de 1,5 m de espesor total descansa en discordancia erosiva sobre el anterior. Está constituido en su tramo inferior (M7) de arenas finas con estratificación cruzada y en el superior (M8) por arenas finas, cantos blandos y limos de inundación hidroturbados con laminación curvada paralela y una continuidad lateral muy acusada.

El tramo inferior (M7) es un nivel predominantemente arenoso (84,4%), de color amarillo (10YR 7/8), y de escaso contenido de limos y arcillas (15,6%). Dentro de la fracción de arenas más de la mitad corresponde a arenas medias (55,3%), mientras que las finas alcanzan un 28,4% y las gruesas un reducido 0,7%.

El calibre medio de las partículas y el valor central son moderados correspondiendo a la fracción de arenas medias ($M_z = 240\mu\text{m}$ y $M_d = 225\mu\text{m}$). Este reparto de la fracción arenosa revela una formación bien clasificada según los parámetros estadísticos ($S_o = 1,1\Phi$, $q\text{dhi} = 0,5\Phi$ y $\sigma = 0,4\Phi$), con fuerte disimetría hacia finos ($SK_I = 0,38\Phi$) y de curva platicúrtica, esto es, proporcionada ($K'G = 0,46\Phi$).

La curva acumulativa (M7) adquiere una forma claramente sigmoidal o en S típica de una acción selectiva en la deposición de las fracciones, reali-

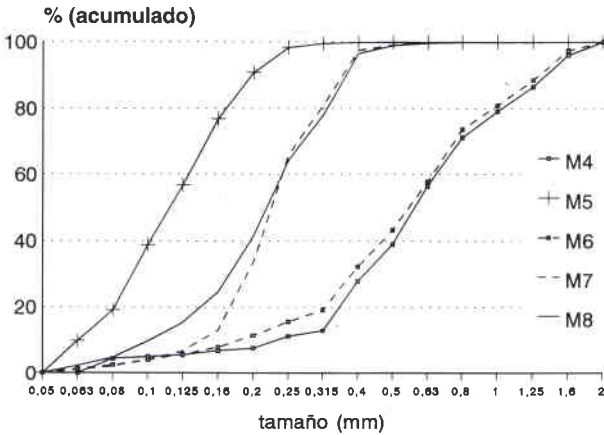


Fig. 11. Curvas granulométricas acumulativas de la fracción detrítica basal fina (cantera de Corral de Calatrava).

zada a través de un mecanismo fluvial en el que se produce una disminución de la competencia de arrastre originando una acumulación libre.

El tramo superior (M8) es también un nivel muy arenoso (82,9%), de color blanco (2.5Y 8/2), con escaso contenido de limos y arcillas (17,1%). En la fracción de arenas abundan las medias (47,6%) y las finas (34,4%), mientras que las gruesas sólo representan el 0,9%. La dimensión media de los granos así como el valor de la mediana son también moderados ($M_z=229\mu\text{m}$ y $M_d=219\mu\text{m}$). El resultado es un depósito bien clasificado ($S_o=1,1\Phi$, $\sigma=0,56\Phi$ y $q_{dphi}=0,4\Phi$) con fuerte disimetría hacia finos ($SK_I=0,6$) y curva proporcionada, esto es, platicúrtica ($K'G=0,42$).

La forma de la curva acumulativa (M8) es sigmoidal expresando así una buena selección de las partículas arenosas. Este tipo de distribución es propia de acumulaciones libres asociadas a un mecanismo dinámico de tipo fluvial, en esta ocasión, de baja competencia de arrastre, de ahí la abundancia de cantos blandos de margas en este nivel arenoso (Véase fig. 11).

Por otro lado, los limos hidroturbados reflejan un ambiente sedimentario de connotaciones fluvioacustres o bien fenómenos de endorreísmo motivados por la baja dinámica fluvial.

En definitiva, esta formación detrítica basal puede interpretarse por sus características granulométricas y estructuras sedimentarias como una facies distal de abanicos aluviales depositados mediante mecanismos fluviales de

baja o escasa competencia, en los que se aprecian diversas pulsaciones de desigual dinámica a lo largo de la evolución sedimentaria. Así, por ejemplo, el tramo inferior del depósito se sedimenta bajo unas condiciones fluviales más enérgicas con deposición forzada (M4 y M6), con la intercalación de una pausa de carácter fluviolacustre o lacustre (M5). El ciclo concluye con episodios fluviales muy atenuados (cantos blandos) o de baja dinámica en los que se producen encharcamientos que facilitan el desarrollo de procesos de hidroturbación.

Estas facies detríticas finas de la F.D.B. se hallan fosilizadas por margas y calizas pliocenas que colman la subcuenca de Corral de Calatrava, por lo que marcan lógicamente la transición de unas facies fluviales o fluviolacustres a otras lacustres al término de la serie sedimentaria terciaria. Por consiguiente, la edad más reciente que puede atribuirse a estos materiales corresponde a la transición del Mioceno superior al Plioceno inferior. Constituyen, por tanto, la base del relleno sedimentario terciario contemporáneo o inmediatamente anterior en el tiempo a las primeras manifestaciones eruptivas acaecidas en el Campo de Calatrava, las cuales debido al ambiente sedimentario lacustre son de naturaleza explosiva y más concretamente de tipo freatomagmático.

El último depósito correspondiente a la fracción fina de la F.D.B se localiza en la pequeña subcuenca de Valhondo, próximo a la margen derecha del río Guadiana en las cercanías de la quintería de Motilla.

Pueden distinguirse en él un total de cuatro estratos. El primero de ellos se compone de calizas de color amarillo blanquecino muy compactas de 1,5 m de espesor. Por debajo subyace un lecho (M9) de arenas de 60 cm de tonalidad amarilla-marrón (10YR 6/8) y con estratificación curvada paralela. Predominan las arenas medias (46%) y finas (44,2%), en tanto que las gruesas quedan reducidas a un simbólico 0,2%. De este reparto granulométrico se infiere que el tamaño medio de los granos y el valor de la mediana son moderados, situándose en el grupo de las arenas medias ($M_z = 206\mu\text{m}$ y $M_d = 202\mu\text{m}$). Se trata de un depósito muy bien clasificado ($S_o = 1,1\Phi$, $\sigma = 0,4\Phi$ y $q_{dphi} = 0,26\Phi$) con ligera disimetría hacia finos ($SK_I = 0,14\Phi$).

Por otro lado, la curva granulométrica (M9) es sumamente representativa puesto que tiene una forma sigmoidal muy clara, confirmando así la magnífica selección de los materiales, los cuales se han depositado bajo una dinámica fluvial.

El paso del lecho arenoso superior (M9) al inferior (M10) se realiza de forma concordante. Este nuevo nivel de 20 cm está definido por arenas (92,5%) de tonalidad blanquecina (2.5Y 8/2), sin ningún tipo de estructura

sedimentaria visible. A diferencia del anterior hay una mayor proporción de arenas gruesas (18,1%) que de finas (11,6%), predominando en el cómputo global las medias que alcanzan el 62,8%. Como consecuencia el calibre medio de las partículas y el valor central ($Mz= 376\mu\text{m}$ y $Md= 362\mu\text{m}$) se sitúan en la fracción de arenas de tamaño medio. No obstante, la abundancia de materiales groseros en detrimento de los finos determina que el depósito se encuentre moderadamente bien clasificado ($S_o= 1,2\Phi$, $q\text{dphi}= 0,3\Phi$ y $\sigma = 0,6$) y presente disimetría hacia finos ($SK_I= 0,61\Phi$).

Por otro lado, la curva granulométrica (M 10) adopta una tendencia sigmoïdal aunque con una inflexión basal muy poco marcada y una pendiente muy tendida, que denota el escaso contenido de arenas finas y la abundancia de arenas medias y gruesas. Podemos concluir que se trata de un lecho arenoso depositado bajo condiciones dinámicas de índole fluvial, aunque sin la selección del primer nivel (Fig. 12).

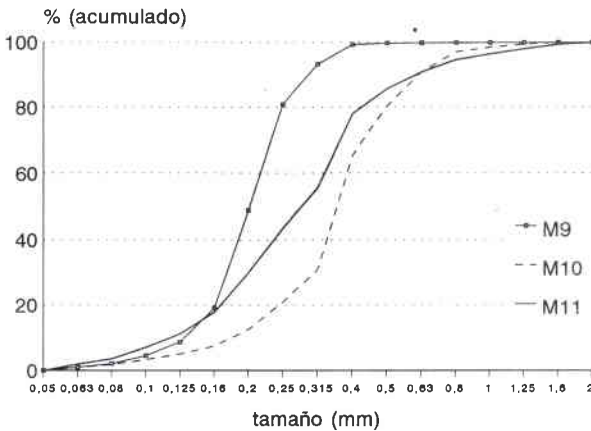


Fig. 12. Curvas granulométricas acumulativas de la formación detrítica basal fina (canteras de Motilla, Valhondo).

Para finalizar, el tramo detrítico basal (M 11) se compone de 40 a 50 cm de arenas gruesas y gravillas cuarcíticas y volcánicas, que representan el 37,4% de la muestra (rechazo $>2\text{mm}$). El color de esta formación arenosa es amarilla (10YR 7/6). La distribución granulométrica refleja un predominio de las arenas medias (45,6%), sobre las gruesas (11,8%) y las finas (24,5%). Por ende, el valor de la media y de la mediana están comprendidos en el gru-

po de las arenas medias ($Mz= 305\mu\text{m}$ y $Md= 285\mu\text{m}$). Como consecuencia el depósito se halla moderadamente clasificado ($So= 1,4\Phi$, $\sigma = 0,89\Phi$ y $q\phi= 0,6\Phi$) y equilibrado ($SK_1= 0,083\Phi$). Por su parte, la curva acumulativa (M 11) apunta una tendencia sigmoideal pero con una pendiente poco acusada por la abundancia de elementos finos y gruesos, de modo que la torsión superior es muy ligera (Véase fig. 12). En definitiva, la curva de aspecto sigmoideal y la moderada selección de los materiales nos induce a pensar que se trata de un lecho arenoso depositado bajo una dinámica de connotaciones que bien pudieran ser fluviales.

En resumen, podemos calificar a estos lechos arenosos como facies distales de abanicos aluviales sedimentados bajo condiciones fluviales de baja dinámica o escasa competencia. Por último, la edad de esta formación detrítica basal fina fosilizada por calizas de edad rusciniense debe establecerse, como muy reciente, en la transición del Mioceno superior al Plioceno inferior.

De los análisis granulométricos y estratigráficos efectuados en los depósitos de la formación detrítica basal grosera y fina pueden extraerse algunas conclusiones acerca de la estratigrafía terciaria del Campo de Calatrava. En primer lugar la F.D.B. reposa en discordancia erosiva sobre el sustrato paleozoico, sin que entre ambos se interponga una coraza o costra ferralítica. En efecto, como tendremos ocasión de comprobar en el último capítulo las costras ferruginosas afectan a formas y depósitos de edad pliocena y cuaternaria, sin que intervengan procesos de alteración química bajo condiciones morfoclimáticas tropicales. Por consiguiente, la formación detrítica basal señala el inicio del relleno sedimentario de las subcuencas y no la costra ferralítica, que además no constituye la base de la serie neógena.

Por otro lado, dicha formación es sincrónica cronológicamente a las primeras etapas volcánicas del Campo de Calatrava, las cuales presentan exclusivamente una naturaleza explosiva freatomagmática debido al ambiente sedimentario lacustre de las subcuencas terciarias calatraveñas. En realidad, todas las manifestaciones volcánicas acaecidas en este período tienen la misma pauta eruptiva, esto es, explosiva de tipo freatomagmática, dada la facilidad con que el magma entraba en contacto con el agua. Por tanto, la apertura de la subcuencas terciarias, el relleno sedimentario y las primeras dinámicas eruptivas freatomagmáticas parecen fenómenos estrechamente ligados entre sí y más o menos contemporáneos en el tiempo.

Las características granulométricas de la F.D.B. grosera, dominada por cantos pequeños (mediana 50 mm) bien desgastados (con mediana en torno a 200), y de la fina (formada por arenas medias de estratificación curvada

paralela y cruzada con curvas de aspecto hiperbólico, sigmoidal y parabólico) revelan que se trata de facies distales de abanicos aluviales, depositados bajo mecanismos fluviales de atenuada o escasa competencia de arrastre que en ocasiones adoptan connotaciones de tipo fluviolacustre.

En relación a la edad de esta formación sólo podemos especificar que puesto que se halla fosilizada bajo depósitos freatomagmáticos, margosos y calcáreos de edad pliocena, la cronología más reciente que puede asignarse debe corresponder a la transición del Mioceno superior al Plioceno inferior.

Estas conclusiones acerca de la F.D.B deben tomarse como provisionales pues responden a los análisis realizados en los escasos afloramientos que hemos encontrado en este área. No obstante, esto no significa que la F.D.B sea un elemento sedimentológico singular o exclusivo de la comarca del Campo de Calatrava.

En efecto, estos materiales puede que sean los descritos por García Rayego y Muñoz Jiménez (1986) en el "macizo" del Valronquillo (comarca de los Montes de Ciudad Real). Concretamente, señalan que en los valles de La Madroña y Bullaquejo se apoyan en discordancia sobre pizarras alteradas del cámbrico y ordovícico unas acumulaciones de arenas rojizo-amarillentas y blanquecinas con estratificación cruzada y lechos de cantos cuarcíticos, cuyo espesor alcanza los 10 m.

La fracción grosera se caracteriza por su homogeneidad litológica a base exclusivamente de cuarcitas y con un espectro granulométrico en el que predominan los cantos de tamaño pequeño (entre 40 y 50 mm) y con un valor de la mediana del índice de desgaste del orden de 220. La fracción fina se compone de arenas medias y finas, cuya distribución granulométrica determina curvas hiperbólicas. Asocian, pues, estos depósitos a un medio de borde de cuenca continental en el cual se decantan los materiales transportados por cursos de agua en régimen no torrencial. Finalmente, concluyen que su sedimentación tal vez pueda ser de edad postmiocena.

Por otro lado, a través de la consulta del archivo de acuíferos del departamento de Aguas subterráneas y Geología ambiental del ITGE hemos tenido acceso a sondeos de gran interés estratigráfico, en los que se comprueba la presencia de la F.D.B. en otras subcuencas del Campo de Calatrava. Por tanto, cabe argüir que se trata no de un proceso sedimentario puntual sino generalizado a toda la comarca.

Buena parte de los sondeos fueron perforados a percusión para la obtención de agua subterránea, por lo que en ocasiones las descripciones estratigráficas son imprecisas. Por esta razón, de 45 sondeos examinados, pertenecientes a las hojas del M.T.N a E. 1:50.000 de Ciudad Real (784), Alma-

gro (785) y Almodóvar del Campo (810), hemos seleccionado diez que corresponden a las subcuencas de Alcolea, Corral de Calatrava, Almagro y Calzada de Calatrava. A partir de la información obtenida hemos levantado diez columnas estratigráficas y establecido correlaciones entre las diversas formaciones, destacando el hecho de que en las seis primeras que llegan hasta el sustrato paleozoico no se describe ninguna coraza ferralítica. Por el contrario, sobre el zócalo reposa en discordancia una formación detrítica basal formada por materiales groseros y finos, constituyendo pues la base de la serie terciaria al hallarse fosilizada por margas y calizas de edad pliocena, tal y como hasta ahora habíamos comprobado de forma directa en los perfiles (Fig. 13).

En resumen, desde el punto de vista estratigráfico las costras ferruginosas no constituyen la base de la sedimentación neógena, ni tampoco subyacen por encima del zócalo paleozoico, siendo por contra la F.D.B quien marca el hito del relleno sedimentario de las subcuencas. Este proceso estuvo acompañado sincrónicamente de las primeras dinámicas eruptivas que tuvieron lugar en forma de explosiones freatomagmáticas.

B. Depósitos freatomagmáticos miopliocenos

Estos materiales volcánicos se originan a partir de erupciones explosivas muy violentas de tipo freatomagmático, definidas así por vez primera por Stearns y McDonald (1946), debido a que durante el paroxismo se produce contacto entre el magma ascendente y el agua confinada en el subsuelo.

Las dinámicas eruptivas freatomagmáticas pueden tener lugar indistintamente tanto en magmas de composición básica como ácida, siempre que se cumplan dos requisitos básicos: primero que el contacto o unión se produzca sobre el nivel de fragmentación del magma y segundo que la presión de la dispersión gas-piroclasto en el conducto magmático sea inferior a la presión hidrostática (BARBERI, 1985).

El resultado de la explosión freatomagmática es la formación de una nube eruptiva de forma anular y de crecimiento lateral, originada por la transformación del agua en vapor mediante la transferencia de energía térmica del magma y su expansión explosiva, al superar la presión acumulada la resistencia de la roca encajante. La masa gaseosa, en efecto, se expande radialmente a ras de suelo mediante un flujo turbulento, transportando una baja densidad de partículas sólidas (materiales volcánicos esenciales y líticos accesorios de la roca encajante), las cuales se depositan constituyendo materiales freatomagmáticos en forma de oleadas piroclásticas basales. Con

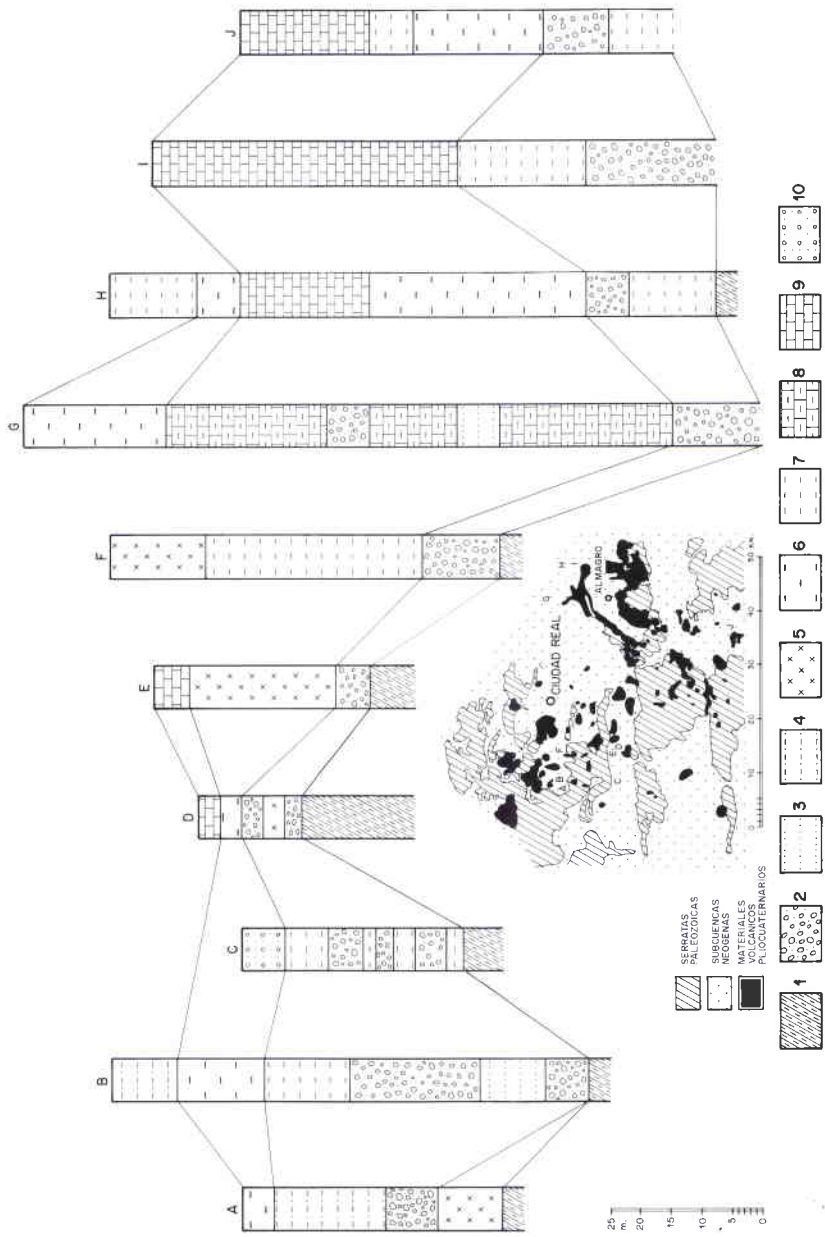


Fig. 13. Correlaciones estratigráficas entre las formaciones sedimentarias neógenas de las subcuencas del Campo de Calatrava. 1.- Cuarzitas ordovícicas. 2.- F.D.B. (cantos y gravas cuarcíticas). 3.- F.D.B. (arenas). 4.- Arenas y arcillas. 5.- Depósitos freatomagmáticos. 6.- Margas. 7.- Arcillas. 8.- Calizas margosas. 9.- Calizas plocenas. 10.- Depósito aluvial.

frecuencia, la nube eruptiva se desplaza a velocidad supersónica precedida de una onda de choque pudiendo además de transportar y sedimentar materiales freatomagmáticos, salvar y erosionar desniveles topográficos sobre los que se desplaza.

Las nubes anulares rasantes fueron descubiertas el 25 de julio de 1946 durante el transcurso de una prueba termonuclear equivalente a 20 kilotones en la isla Bikini, en el Pacífico Sur, siendo más tarde denominadas *base surge* (GLASSTONE, 1956). Posteriormente serían identificadas durante la erupción hidromagmática acaecida en el volcán Taal (Filipinas), entre los días 28 y 30 de septiembre de 1965 (MOORE, 1967).

La efectividad de las erupciones freatomagmáticas y, en consecuencia, la virulencia de las nubes *base surges*, así como la variedad de tipos de depósitos freatomagmáticos, dependen en último término de la cantidad o proporción de agua y magma que interacciona (Fig. 14). Así pues, cuando la relación agua-magma es muy baja (entre 0,01 y 0,1) la masa de agua apenas contribuye a la fragmentación del magma, por lo que a su vez la transformación de energía térmica en cinética mediante la vaporización del agua es muy reducida. Durante estas dinámicas volcánicas sólo se producen explosiones derivadas de los gases magmáticos con emisión de piroclastos y lavas. Por contra, si la razón agua-magma alcanza cifras entre 0,1 y 0,3 las condiciones son muy propicias para la eficaz transformación del agua en vapor, mediante la transferencia de calor por parte del magma, favoreciendo a la par una mayor fragmentación del magma y, en definitiva, que la explosión sea muy violenta (SHERIDAN y WOHLTZ, 1983).

En estos mecanismos freatomagmáticos de alta energía la erupción comienza con una gran explosión que logra la apertura del punto de emisión y la proyección balística de grandes bloques angulosos de roca del encajante, donde se hallaba confinado el acuífero. Estos materiales arrancados durante la primera fase explosiva son líticos accesorios más conocidos como brechas explosivas. Tras la abertura del punto de emisión las repetidas explosiones generan nubes eruptivas anulares o *base surges* que desplazan los materiales de naturaleza propiamente volcánica y los de la roca encajante en un flujo turbulento y fluidizado, esto es, en el que las partículas sólidas son transportadas en suspensión, merced a la densidad de los gases y del vapor de agua de la nube y a la velocidad a que se trasladan (WALKER, 1981).

La deposición de los materiales finalmente se produce cuando cesa la energía cinética de la nube eruptiva, teniendo lugar a una temperatura superior a la de condensación del vapor sobrecalentado, por lo que éste escapa

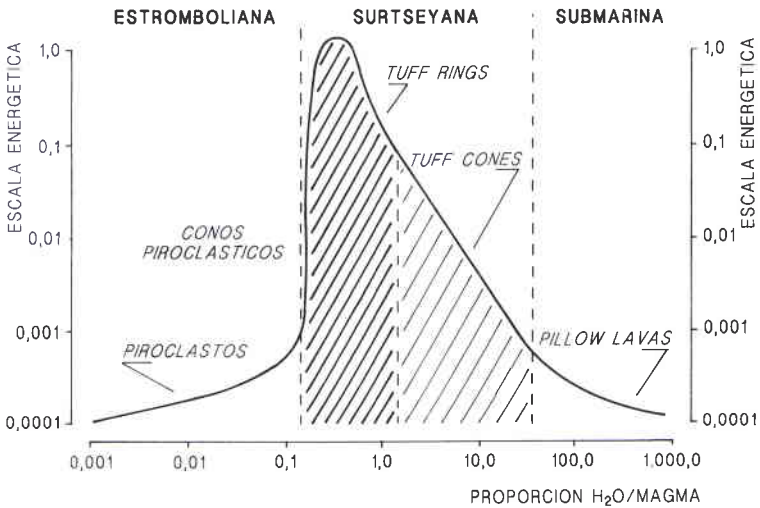


Fig. 14. Relación entre energía explosiva e interacción agua-magma (tomado de WOHLETZ y MCQEEN, 1984).

antes de la sedimentación. Se originan así las oleadas piroclásticas basales secas o *dry surges* que presentan depósitos poco consolidados, con estratificación laminar muy marcada y estructuras sedimentarias unidireccionales de tipo *sand wave* (duna, antiduna, ripples, etc.) en las áreas proximales al centro eruptivo y planares en las más distales (SHERIDAN y WOHLETZ, 1983).

Por último, cuando la interacción agua-magma es elevada (entre 0,3 y 1) se consigue una menor eficacia en la vaporización del agua, que se transforma en esta ocasión en vapor a baja temperatura, y en la transferencia de energía mecánica. El resultado es una explosión freatomagmática de menor intensidad en la que la nube anular deposita oleadas piroclásticas húmedas o *wet surges*. Estas se emplazan a una temperatura inferior a la de condensación, de manera que la mayor parte del vapor se convierte en agua antes de su deposición. Las oleadas húmedas se caracterizan, a diferencia de las secas, por acumulaciones muy potentes y consolidadas, así como por una estratificación poco marcada y estructuras masivas y caóticas que recuerdan a los *mudflow* y *sheetwash*. Al mismo tiempo es frecuente que estas oleadas piroclásticas experimenten, debido al espesor que alcanzan y a fenómenos

de diagénesis, deformaciones postdeposicionales consistentes en *slumps* y *megaripples*.

Los depósitos freatomagmáticos que se hallan estratificados sobre la F.D.B o bien intercalados en ella están constituidos de oleadas piroclásticas húmedas y secas. Las primeras se caracterizan por depósitos masivos de hasta 20 m de espesor (Puente Morena), sin ningún tipo de estratificación interna. Se componen de cineritas muy consolidadas que engloban abundantes fragmentos de rocas del sustrato paleozoico, en especial, xenolitos de pizarras y cuarcitas de tamaño heterométrico (desde bloques de 20 a 40 cm hasta gravillas de pocos centímetros) y de borde anguloso, así como cantos pequeños y medianos de cuarcitas subredondeadas. Es muy posible que estos últimos hayan sido retomados de la F.D.B, puesto que las oleadas piroclásticas húmedas fosilizan la F.D.B miopliocena. En efecto, hemos observado a través de los perfiles descritos que los materiales freatomagmáticos se intercalan o superponen a la F.D.B mostrando la coetaneidad de ambos fenómenos.

Otra peculiaridad digna de reseñar es que las oleadas piroclásticas húmedas adoptan varias disposiciones, esto es, horizontales o bien inclinadas con buzamientos muy acusados como en la cantera de Fuente Simón (que será analizado en el siguiente capítulo) y en la margen izquierda del río Guadiana cerca de Albalá. Por lo que las discordancias angulares entre las oleadas húmedas y las secas no se deben, como tendremos ocasión de demostrar, a fases o movimientos tectónicos, sino a deformaciones postdeposicionales en *slumps* o simplemente a la adaptación de estos materiales a la topografía preruptiva, por cuanto que las nubes eruptivas pueden salvar desniveles orográficos (Véase fig. 22).

Por su parte, las oleadas piroclásticas secas alcanzan un espesor menor, en torno a 3 ó 5 m como máximo, y una estratificación muy marcada en forma de láminas o capas delgadas constituidas también por cineritas y líticos accesorios de pizarras, cuarzos y cuarcitas de tamaño arenoso. Se forman, pues, durante erupciones freatomagmáticas muy explosivas capaces de pulverizar los materiales del sustrato paleozoico y desplazarlos lejos del centro emisor. En realidad, las oleadas piroclásticas secas mencionadas están formadas por facies distales, pues presentan siempre una estructura horizontal o planar (Fig. 15).

En ningún caso hemos observado que este tipo de depósitos freatomagmáticos adopten dislocaciones o deformaciones como las que se observan en las húmedas, lo cual viene a confirmar que las discordancias angulares entre ambas formaciones no responden a fenómenos tectónicos, sino a diferentes condiciones de sedimentación y a deformaciones postdeposicionales diagenéticas.



Fig. 15. Oleada piroclástica seca de estratificación planar fosilizada por calizas ruscinienses (cantera de la presa de La Encomienda, cerca del volcán de las Higueras, Corral de Ctrva.).

Por último, debemos resaltar que de este período eruptivo, caracterizado por dinámicas exclusivamente freatomagmáticas, no se conserva ningún testimonio morfológico.

La edad de estos depósitos freatomagmáticos, interestratificados entre la F.D.B (muro) y las calizas ruscinienses (techo), debe corresponder como muy reciente a la transición del Mioceno superior al Plioceno inferior.

C. Calizas y margas ruscinienses

En el trabajo de Aguirre, Díaz Molina y Pérez González (1976) concerniente a datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta, se pone de manifiesto que gran parte de las formaciones calcáreas consideradas de edad miocena en la Submeseta Meridional contienen restos de faunas de edad pliocena. Entre ellas se encuentran las margas y calizas de la unidad estratigráfica superior de Molina (1975) atribuidas al Vallesiense-Turoliese (Mioceno superior), puesto que el yacimiento paleontológico de Las Higueruelas se situaba en la transición Turoliese-Rusciniense, a saber, en el Mioceno superior-Plioceno inferior. Por contra, Aguirre, Díaz Molina y Perez González (1976) asignan la unidad estratigráfica superior al Plioceno

no inferior (Rusciniense), al hallarse fosilizada por la colada basáltica de Juan de la Puerta datada por Van Couvering y Drake en 4,7 M.a. (fecha que recientemente ha sido corregida).

Por otro lado, señalan que tales calizas pliocenas están deformadas, dislocadas y plegadas por una fase tectónica a la que denominan Iberomanche-ga, la cual según ellos rejuvenece el relieve al final del Plioceno inferior y del estadio mastológico rusciniense.

Recientemente, un equipo interdisciplinar de geólogos, volcanólogos y paleontólogos bajo la coordinación de M. Teresa Alberdi ha realizado un estudio detallado de las características geológicas del yacimiento paleontológico de Las Higuieruelas, situado en Alcolea de Ctv. (Ciudad Real), analizando aspectos sedimentológicos, paleontológicos, así como otros de índole volcanológica y petrológica e incluso dataciones radiométricas de K/Ar (HOYOS et al., 1986).

Por el momento, de esta investigación sólo vamos a exponer sucintamente las conclusiones más relevantes dejando el análisis más pormenorizado para el próximo capítulo.

En primer lugar, subrayan que el yacimiento de Las Higuieruelas se halla en una caldera volcánica configurada por calizas de más de 20 m de espesor, las cuales presentan además un buzamiento muy marcado de 20° E debido a colapsos de dicha estructura volcánica. Estas calizas de la unidad estratigráfica superior fosilizan un nivel de tobas volcánicas de 2,5 m de espesor, que corresponde a la primera erupción freatomagmática acaecida con anterioridad a la formación de la caldera. Esta primera etapa volcánica según las dataciones de K/Ar tuvo lugar hace 4,8 a 4,4 millones de años (Plioceno). Finalmente, los restos fosilíferos del yacimiento de Las Higuieruelas se encuentran interestratificados, por encima de las calizas mencionadas, entre piroclastos emitidos desde los volcanes del Cabezo del Moro y Juan de la Puerta y sedimentos palustres. Para estos materiales volcánicos el K/Ar precisa una edad de 3,5 millones de años, por lo que el yacimiento correspondería al Villafranquiense inferior (HOYOS et al., 1986).

Los resultados de los exámenes paleontológicos confirman que el *Hippa-rion rocinantis*, especie prototipo del yacimiento, pertenece al mismo nivel bioestratigráfico que los de Villarroya (Logroño) y Puebla de Almuradiel (Toledo), lo que sumado a los cérvidos cf. *cusanus* y *perrieri* avalan que la edad del yacimiento es posterior al Rusciniense. Así pues, tanto el *Hippa-rion rocinantis* como los cérvidos infradatan al yacimiento como Villafranquiense inferior (ALBERDI et al., 1986).

Como conclusión, las dataciones absolutas de los materiales volcánicos y el elenco de vestigios faunísticos inducen a considerar el yacimiento como perteneciente al Villafranquiense inferior (Plioceno superior).

Por consiguiente, las calizas que perfilan la caldera volcánica, basculadas 20° E (HOYOS et al., 1986), corresponden al Plioceno inferior (Rusciniense), toda vez que se sitúan entre las tobas volcánicas subyacentes, de edad comprendida entre 4,8 y 4,4 millones de años, y los materiales piroclásticos y sedimentos lacustres del yacimiento paleontológico, cuyas edades son de 3,5 M.a.

Esta formación calcárea rusciniense se compone de un tramo inferior de margas grisáceas y blanquecinas, con intercalación de calizas margosas, cuyo espesor oscila entre los 70 m de la subcuenca de Alcolea y los 25 m de Corral de Calatrava. A techo las margas y calizas se convierten en bancos de caliza de gran grosor que alcanzan en Alcolea de 25 a 30 m de espesor y sólo de 7 a 8 m en Corral (IGME, 1988).

Los mejores afloramientos se localizan primordialmente en las subcuencas de Alcolea y de Corral, reposando, salvo casos aislados, en disposición horizontal sobre los depósitos freatomagmáticos, por lo que en Corral de Calatrava definen estructuras tabulares en forma de pequeñas mesas y cerros testigos (Fig. 16).

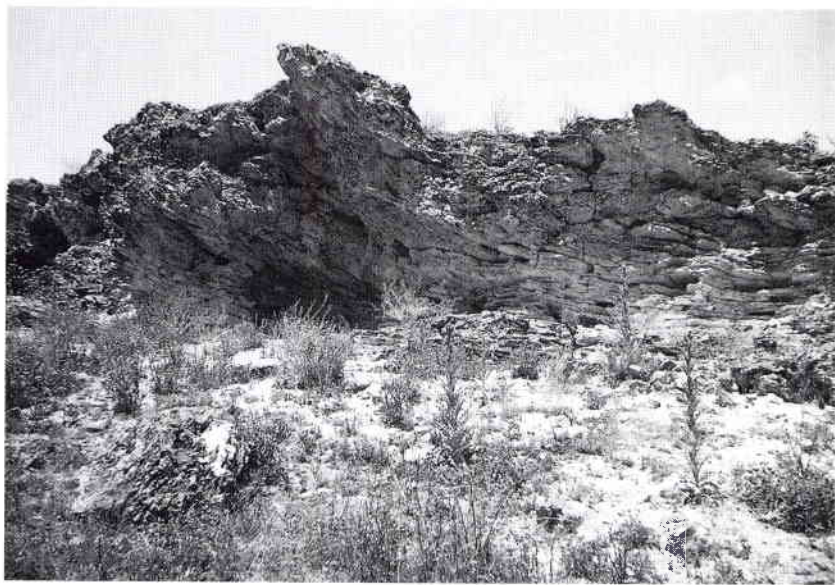


Fig. 16. Calizas ruscinienses en disposición tabular en la subcuenca de Corral de Calatrava.

Las únicas excepciones consisten en ligeras dislocaciones y basculamientos de los bancos de caliza rusciniense, que adoptan buzamientos convergentes en torno a pequeñas depresiones circulares y semicirculares. Estas perturbaciones son debidas únicamente, como podremos comprobar en el siguiente capítulo, a manifestaciones eruptivas freatomagmáticas acompañadas de fenómenos de subsidencia volcano-tectónica, sin que, en ningún caso, intervengan fases tectónicas regionales o locales.

Por último, sobre las calizas ruscinienses que configuran las depresiones cratéricas volcano-tectónicas se deposita otra formación carbonatada compuesta de margas y calizas del Plioceno superior. Estos materiales son los que colmatan tales estructuras, a veces, entremezclados con fragmentos volcánicos y restos faunísticos. En cualquier caso, su importancia es muy pequeña pues ocupan un espacio muy reducido en la comarca.

Haciendo balance de lo hasta aquí expuesto puede inferirse que el Campo de Calatrava carece extrañamente de sedimentos mesozoicos, paleógenos y miocenos, esto es, materiales marinos y continentales de edad secundaria y continentales de la mayor parte del cenozoico. Por consiguiente, es lógico que el relleno sedimentario calatraveño sea muy pelicular y reciente, componiéndose sólo de la F.D.B, depósitos freatomagmáticos y formaciones calcáreas de edad rusciniense y villafranquiense.

La razón de esta amplísima laguna estratigráfica estriba tal vez en que la apertura de las subcuencas fue muy tardía, iniciándose en torno al Mioceno superior como consecuencia de los procesos distensivos que suceden a la fase compresiva bética del Serravaliense-Tortonense, los cuales reactivan las fracturas tardihercínicas de dirección N-S, E-O y NE-SO (IGME, 1988). Se forman así las principales subcuencas terciarias del Campo de Calatrava tales como la de Corral de Calatrava, Alcolea de Calatrava, Ciudad Real, etc., a la par que acontecen las primeras erupciones de tipo freatomagmático.

D. Materiales volcánicos pliocuaternarios y pleistocenos

Los productos volcánicos pliocuaternarios y pleistocenos se caracterizan, en contraposición a los de edad miopliocena, por una mayor variedad de tipologías debido lógicamente a la diversidad de erupciones ocurridas durante este período, consistentes en dinámicas freatomagmáticas, efusivas y mixtas; como por actividades volcánicas en cuya secuencia se combinan varios de estos mecanismos.

El resultado es una disparidad de componentes que están constituidos fundamentalmente por lavas aa y pahoehoe, materiales de proyección aérea

(cenizas, lapillis, bombas y bloques) y depósitos freatomagmáticos, los cuales definen individual o conjuntamente diversas morfologías y, por ende, clases de volcanes. Así, por ejemplo, lavas y piroclastos construyen volcanes estrombolianos compuestos de conos piroclásticos y coladas lávicas encauzadas por depresiones o vaguadas. En ocasiones, la efusión de gran cantidad de lavas muy fluidas originan volcanes lávicos monogénicos o domos exógeno si, por contra, son coladas viscosas. Por su parte, los depósitos freatomagmáticos definen, bien sean brechas explosivas, oleadas piroclásticas secas, oleadas piroclásticas húmedas o todas combinadas, los bordes anulares que circundan los cráteres explosivos o *maares*.

No obstante, estos materiales volcánicos son desde el punto de vista petrológico muy homogéneos, siendo su composición química de naturaleza básica y ultrabásica. Estas rocas volcánicas subsaturadas y alcalinas disponen esencialmente de olivino, clinopiroxeno y minerales opacos en una estructura cristalina porfídica, con fenocristales de olivino y augita y una matriz formada por minerales opacos y feldespatos o feldespatoides. En concreto, la diferencia entre unos tipos y otros se basa en si contienen o no feldespatos y feldespatoides. Así, por ejemplo, las rocas serán basaltos cuando contengan mayoritariamente plagioclasas, mientras que si tienen feldespatoides y faltan las plagioclasas nos hallaremos según sea la naturaleza de aquéllos con leucititas, nefelinitas, melilititas, etc. Las basanitas, por contra, disponen tanto de plagioclasas como de feldespatoides. Por último, las limburgitas carecen de sendos tectosilicatos (ANCOCHEA, 1983).

Aunque los basaltos olivínicos alcalinos pueden derivar en basanitas, nefelinitas y melilititas olivínicas a partir, por un lado, de la disminución de la sílice y del aluminio y, por otro, del incremento de magnesio, calcio, manganeso, fósforo, etc., las características geoquímicas de estas rocas revelan que proceden de diferentes magmas primarios, sin que ninguno haya experimentado procesos de diferenciación magmática (ANCOCHEA, 1983).

La característica más singular de esta litología de naturaleza básica es que adopta una distribución espacial muy peculiar, al situarse los basaltos y basanitas en el centro de la comarca volcánica según una banda dispuesta en dirección NNO-SSE; mientras que nefelinitas y melilititas olivínicas ocupan áreas externas y marginales respectivamente (HERNANDEZ-PACHECO, 1932). Este reparto del roquedo volcánico refleja fielmente la disposición e intensidad de la anomalía térmica del manto, muy acentuada en el interior de la zona eruptiva y atenuada en los extremos (ANCOCHEA, 1983).

Por esta razón, en el centro del Campo de Calatrava se localizan los basaltos y las basanitas, esto es, las rocas generadas por un alto grado de

fusión parcial y a escasa profundidad, en tanto que en los contornos se encuentran las nefelinitas y melilititas olivínicas, formadas a menor grado de fusión y mayor profundidad (ANCOCHEA, 1983).

II. ORGANIZACION MORFOESTRUCTURAL

Los materiales paleozoicos del Campo de Calatrava constituidos por cuarcitas, pizarras y areniscas se hallan plegados en estructuras de dirección NO-SE, E-O y NE-SO, al haber sido afectados por la tectónica hercínica. No obstante, las principales macroestructuras plegadas tienen dirección NO-SE combándose progresivamente a NE-SO, al sufrir una segunda fase de deformación tectónica hercínica. El alcance de esta interferencia es la organización de tales morfoestructuras hercínicas en una sucesión rítmica de domos y cubetas, aunque Julivert et al. (1983) matizan que se trata no de la típica distribución en forma de cartón de huevos, sino de amplios domos separados por estrechos y alargados sinclinales.

1. ESTRUCTURAS PLEGADAS HERCINICAS

Entre las morfoestructuras hercínicas que articulan el relieve del Campo de Calatrava destacan el domo de Ciudad Real, el sinclinorio de Corral de Ctva., el domo de Argamasilla de Ctva. y el domo de Almagro, no obstante, sólo las dos primeras corresponden al sector central de la comarca volcánica.

En concreto, el domo de Ciudad Real se sitúa en el extremo septentrional del Campo de Calatrava, marcando el límite por el N con los Montes de Toledo y por el O con los Montes de Ciudad Real. Se trata de un amplio anticlinal de forma redondeada con el eje axial orientado de E a O a lo largo de 30 km, abierto hacia el levante al desaparecer las cuarcitas armoricanas bajo la cobertera terciaria.

En el interior del domo de Ciudad Real pueden observarse pequeños pliegues anticlinales y sinclinales también de dirección E-O, destacando entre los primeros el de Peñas del Bú (Alcolea) y de los segundos el situado al N de Picón formado por la Sierra de Casalobos y Sierra del Gigante. La mayor parte de estos pliegues son cilíndricos sin inclinación especial de sus ejes, siendo la mayoría subhorizontales (ROIZ, 1979).

En lo tocante a nuestra área de estudio, el domo de Ciudad Real presenta dos unidades bien diferenciadas: la cresta meridional o Sierra de Medias Lunas y el núcleo desventrado relleno por materiales sedimentarios terciarios.

La Sierra de Medias Lunas conforma una alineación serrana bien definida debido al resalte y buzamiento acentuado de los microconglomerados cuarcíticos del Tremadoc y, en especial, de las cuarcitas armoricanas del Arenig, que se extiende a lo largo de 15 km desde Alcolea de Calatrava hasta Valverde. El apelativo de Medias Lunas responde a la forma que adopta en su disposición espacial, presentando dirección NO-SE para encorvarse posteriormente de E a O y finalmente de NE a SO.

La Sierra de Medias Lunas se compone de tres amplios crestones modelados por erosión diferencial en el flanco meridional del domo de C. Real. El primero de ellos formado por microconglomerados cuarcíticos y cuarcitas del Tremadoc configura un cordel serrano que desde Alcolea se arquea pasando de dirección NO-SE en los Cerros de la Lobera a SO-NE en Zahurdones. Este primer cordel de crestas de la Sierra de Medias Lunas tiene un altitud en torno a 720-760 m.

El segundo cordel conocido por Medias Lunas se compone de frentes de crestas vigorosas modeladas sobre potentes bancos de cuarcita armoricana, los cuales se desdoblán mediante fracturas originando un tercer cordel llamado Umbría de la Sala.

Así pues, la alineación cuarcítica de la Sierra de Medias Lunas presenta una morfoestructura en peldaños, donde se distinguen tres líneas de crestas de las que Medias Lunas es la más vigorosa y significativa, dando nombre a todo el conjunto.

Mención aparte merecen las grandes depresiones abiertas en los crestones de la Sierra Medias Lunas que corresponden a cráteres explosivos o maares, formados a partir de erupciones freatomagmáticas.

Por último, el núcleo desventrado del domo de Ciudad Real constituye las subcuencas terciarias de Alcolea y de Ciudad Real, al hallarse recubierto de depósitos sedimentarios que impiden el afloramiento del sustrato de naturaleza esquistosa y de edad precámbrica.

El sinclinorio de Corral de Calatrava no es más que la prolongación oriental del sinclinorio de la Puebla de D. Rodrigo, que se extiende de E a O a lo largo de unos 30 km. En él afloran pizarras, cuarcitas y areniscas del Ordovícico medio y superior y pizarras del Silúrico. No obstante, gran parte de estos materiales no afloran al estar recubiertos por sedimentos terciarios.

Esta estructura sinclinal limita al N con el flanco meridional del domo de C. Real y por el sur enlaza con el flanco septentrional del domo de Argamasilla.

Dentro del sinclinorio de Corral se observan también pequeñas estructuras plegadas en anticlinal y sinclinal colgado, de dirección E-O, sobre cuarcitas del Llanvin-Caradoc, destacando Cabezas y Cerro Pelón respectivamente.

Las primeras referencias en las que se identifican rocas volcánicas en la Submeseta Meridional se remontan a la primera mitad del siglo XIX, tratándose fundamentalmente de estudios de carácter petrológico muy sucintos y explícitos. Entre ellos cabe destacar el de Maestre (1836) sobre las rocas volcánicas de La Mancha y el de Ezquerro del Bayo (1844) acerca de la región central peninsular. Por otro lado, a finales de dicha centuria Quiroga (1880) realiza un análisis detallado de los basaltos próximos a Ciudad Real, Ciruela y Puertollano, estableciendo para las manifestaciones volcánicas una edad terciaria. Ese mismo año Cortázar (1880) publicaría la *Reseña física y geológica de la provincia de C. Real*, en la que por vez primera se recopilan y describen algunos edificios volcánicos.

No obstante, las aportaciones principales relativas a la edad, tipos de mecanismos eruptivos y morfología volcánica de esta región se lograrían en el segundo tercio del presente siglo, merced a las investigaciones emprendidas por Eduardo Hernández-Pacheco (1921 y 1927) y su hijo Francisco Hernández-Pacheco (1932). De ellas sobresale, sin duda, el *Estudio de la región volcánica central de España* que constituye el primer trabajo de carácter global sobre la zona, en el que no sólo se identifican los edificios volcánicos, sino que además se detalla minuciosamente la morfología de cada uno de ellos, llevando a cabo una cartografía geológica a E. 1:100.000. Al mismo tiempo, describe las características de las diversas unidades morfoestructurales del borde meridional de la Submeseta Sur y aporta soluciones a algunos de los problemas morfológicos, tal es el caso de la morfogénesis de las costas ferruginosas, al indicar la participación de los manantiales termales ferruginosos.

Durante la década de los años setenta Molina, Pérez González y Aguirre (1972) y Molina (1975) deducen diversas etapas de actividad volcánica, mediante el análisis estratigráfico de las subcuencas sedimentarias neógenas.

Por último, entre finales de los setenta y mediados de los ochenta prosiguen las investigaciones centradas más bien en aspectos petrológicos sobresaliendo la obra de Eumenio Ancochea (1983), donde se elaboran nuevas interpretaciones sobre etapas volcánicas y mecanismos eruptivos, así como sobre aspectos geoquímicos y geodinámicos.

Sin embargo, la morfología volcánica no es abordada en ninguno de los trabajos mencionados, a excepción hecha de la obra de Francisco Hernández-Pacheco (1932), por lo que no es excesivo calificarla de precursora, puesto que cimienta los jalones de las futuras investigaciones de carácter morfológico.

Por nuestra parte, hemos pretendido analizar las formas y depósitos volcánicos de cada uno de los centros emisores del sector central del Campo de Calatrava, con el afán de averiguar el tipo de actividad volcánica, las fases de la dinámica y su secuencia eruptiva. En definitiva, no sólo describir los rasgos morfológicos de los edificios volcánicos, sino intentar explicar además su génesis, esclareciendo los mecanismos intervinientes, las fases eruptivas y los cambios morfológicos ocurridos durante éstas. Para conocer finalmente la relación entre tipo de dinámica volcánica, depósitos correlativos y formas resultantes.

Así pues, el empeño ha consistido en caracterizar, tipificar y explicar los rasgos morfoeruptivos más sobresalientes de cada uno de los aparatos eruptivos, a fin de establecer una clasificación morfológica sistemática de los tipos de volcanes del Campo de Calatrava. Para ello, en efecto, hemos estudiado y cartografiado las formas volcánicas de un total de 67 centros eruptivos correspondientes a la hoja nº 784 del M.T.N. a E. 1: 50.000.

No obstante, la exposición se inicia, para evitar una mera relación particularizada, con la elaboración de la tipología de los edificios volcánicos, explicándose los criterios seguidos para su constitución, así como los rasgos morfoeruptivos generales que definen a cada una de las categorías. Procediendo ulteriormente a examinar en detalle aquellos volcanes más representativos y singulares de las clases estipuladas.

I. CARACTERISTICAS GEODINAMICAS Y ESTRUCTURALES. EVOLUCION VOLCANICA

1. ASPECTOS GEODINAMICOS DEL VOLCANISMO DE LA SUBMESETA MERIDIONAL

El volcanismo intraplaca de naturaleza ultrabásica y básica alcalina del borde meridional de la Submeseta Sur se debe según la interpretación llevada a cabo por Ancochea (1983) a la presencia de un punto caliente (*hot spot*), al que acompaña una elevación cortical y un proceso de formación de *rift* poco evolucionado o abortado, condicionado por la orogenia alpina del Sistema Bético. Por otro lado, señala que las características geoquímicas del magmatismo tales como composición alcalina y subsaturada, riqueza de componentes volátiles y de álcalis, etc., coinciden con las de las regiones volcánicas de los *rifts* continentales.

Para finalizar arguye que la discontinuidad temporal de la actividad volcánica avala la participación de la colisión bética en la génesis del volcanismo, así como de otros fenómenos intermitentes. Esta pueda deberse a tres causas:

– A un manto anómalo o enriquecido a nivel regional susceptible de fundir parcialmente, lo que sólo originaría manifestaciones eruptivas en aquellas áreas con accidentes estructurales previos.

– A una anomalía térmica preexistente en la que repercuten los esfuerzos tectónicos derivados de la orogenia del Sistema Bético, produciendo el consiguiente magmatismo y formación de un *rift*.

– A la intervención de ambos factores, esto es, una anomalía mantélica que produce manifestaciones eruptivas, consecuencia del desencadenamiento de esfuerzos tectónicos y de las condiciones estructurales propicias de la zona.

Finalmente, los estudios geofísicos emprendidos en los últimos años han desvelado en esta región anomalías corticales y mantélicas, las cuales contribuyen a precisar la tectogénesis de la actividad volcánica. En concreto, Cadavid (1977) señala un adelgazamiento de la corteza en la provincia de Ciudad Real, cuyo mínimo se alcanza precisamente en torno a dicha capital.

Por otro lado, Bergamín (1986) y Bergamín y Carbo (1986) efectúan un perfil gravimétrico de dirección NO-SE a lo largo de 140 km, detectando una anomalía relativa de Bouguer de -20 miligales y de 100 km de extensión. Interpretan esta irregularidad, siguiendo las ideas de Perrier y Ruegg (1973) para el Macizo Central francés, como resultado del ascenso de unos 10 a 20 km de la astenosfera en el manto superior a lo largo de 100 km y a la

presencia en la zona subcortical de un manto de baja densidad, a saber, de 3,05 g/cc (frente a los 3,32 g/cc del manto superior calculados para esta región), puesto que la velocidad de las ondas sísmicas P es anormalmente lenta, esto es, del orden de 7,7 km/s (PAYO y RUIZ DE LA PARTE, 1977). La baja densidad del manto se explicaría por una subida local de la temperatura, alcanzando unas dimensiones según Bergamín y Carbo (1986) de 40 km de longitud y de 6 km de espesor. Según su modelo la corteza en el Campo de Calatrava adolece un pequeño adelgazamiento al situarse la discontinuidad de Mohorovicic a 31 km de profundidad (Fig. 17).

Así pues, Bergamín y Carbo (1986) proponen un ascenso de la astenosfera en el Terciario a lo largo de 100 km, que afectaría desde la Sierra de Guadalerzas y del Chorito (Montes de Toledo) hasta el Valle de Alcudia (Sierra Morena), teniendo por centro Ciudad Real capital. No obstante, el manto anómalo sólo abarca 40 km y se asienta aproximadamente debajo del Campo de Calatrava, entre la Sierra del Sotillo y de Malagón al Norte y la alineación septentrional de la Sierra de Calatrava y el flanco occidental del domo de Almagro al Sur.

Por consiguiente, el punto caliente se localiza concretamente en el sector central del Campo de Calatrava, núcleo volcánico principal de la Submeseta Meridional, coincidiendo además con una probable zona tectónicamente deprimida, deducida a través de lineamientos estructurales de imágenes de satélite (ANTON PACHECO, 1980) y de alineaciones de manantiales termales (Véase fig. 81).

El esquema de la estructura profunda de la litosfera aplicado por Bergamín y Carbo (1986) al volcanismo de la Submeseta Meridional es muy similar al de Perrier y Ruegg (1973) para la región de Auvernia (Macizo Central francés). Estos autores señalan también un manto anormal o punto caliente y el ascenso de hasta 50 km de la astenosfera. La subida mantélica deforma la discontinuidad de Mohorovicic que se halla a 30 km bajo Limousin y a sólo 22 km en Limagne, iniciándose la actividad del punto caliente a comienzos del mioceno hace aproximadamente 25 millones de años.

Parece pues que la tectogénesis del volcanismo responde, relacionando las hipótesis de Ancochea (1983) y de Bergamín y de Carbo (1986), tanto a la presencia de un punto caliente, es decir, un flujo térmico extraordinariamente vigoroso en el manto superior, como al ascenso de unos 10 a 20 km de la astenosfera, que producen, dada la incidencia de los esfuerzos tectónicos derivados de la orogenia del Sistema Bético, el abombamiento de la corteza y el inicio de un *rift* poco evolucionado o abortado.

Otra argumentación es la ligada a una intensa fracturación de dirección NO-SE y NNO-SSE paralela a la disposición morfoTECTÓNICA de la Sierra de Altomira, que rasga profundamente la corteza de la Meseta desde los Mon-

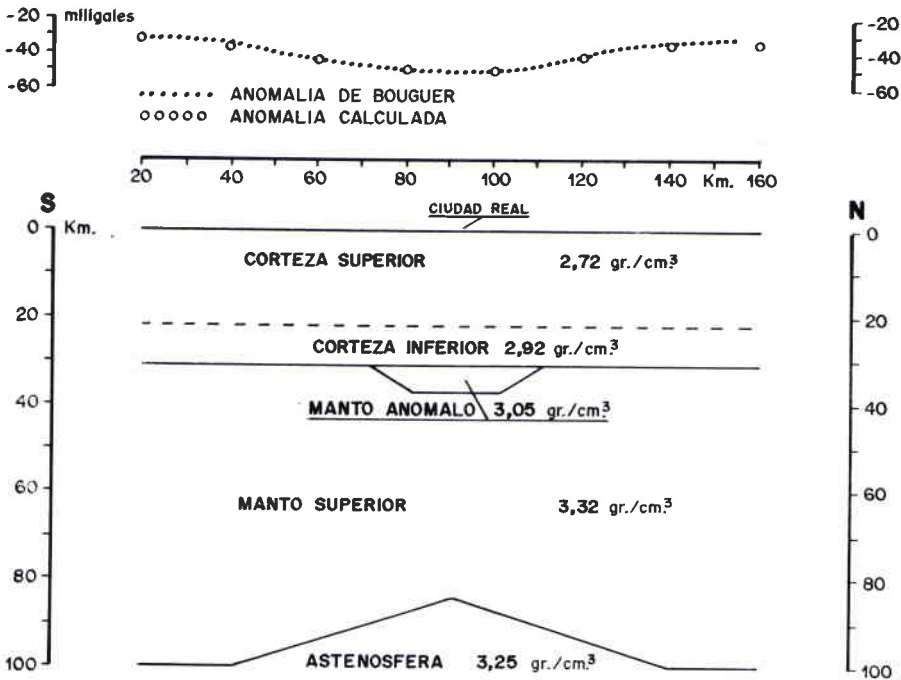


Fig. 17. Modelo propuesto para la Corteza y Manto Superior (según BERGAMIN y CARBO, 1986).

tes de Toledo hasta Sierra Morena, permitiendo el ascenso de magmas. La reactivación y potencialidad volcánica de estas dislocaciones hercínicas se debe a los movimientos alpinos que levantan las montañas béticas y, en especial, a los procesos de distensión postectónicos (ROMERO, QUIRANTES y MARTINEZ DE PISON, 1986).

Por último, López-Ruiz et al. (1993) hacen una interpretación tectovolcánica parecida a la obtenida combinando las hipótesis de Ancochea (1983) y de Bergamín y Carbo (1986). En efecto, consideran la zona volcánica del Campo de Calatrava como un *rift* continental abortado de características similares a los llamados *rifts* de baja volcánicidad, tales como el lago Baikal y la fosa del Rin, consistentes en una escasa distensión cortical, actividad volcánica discontinua y rocas ultrabásicas y básicas alcalinas.

Según la teoría de dichos autores el proceso tectomagmático que origina el *rift* y las manifestaciones eruptivas acontecen en dos etapas: una primera

llamada diapírica en la que el magma formado en el límite litosfera-astenosfera asciende a la superficie rápidamente, acumulándose sólo una pequeña cantidad en la frontera corteza-manto. Durante este episodio tiene lugar un debilitamiento de la parte superior de la corteza, iniciándose un proceso general de abombamiento y adelgazamiento. Finalmente, en la segunda fase tras los esfuerzos compresivos alpinos de dirección NO que pliegan el Arco Prebético hacia el borde sudeste del macizo hercínico, se produce un fenómeno de resquebrajamiento y distensión que desencadena la formación de un incipiente *rift* (Fig. 18).

Por consiguiente, el Campo de Calatrava es equiparado desde el punto de vista geodinámico a un *rift* incipiente o abortado que ha experimentado una evolución opuesta a la mayoría de los casos, tornando de un proceso activo a otro pasivo.

Una zona volcánica peninsular muy parecida a la Submeseta Meridional es la del NE de Cataluña de edad terciaria-cuaternaria, que se caracteriza también por un magmatismo de connotaciones alcalinas y de rocas exclusivamente básicas, esto es, basanitas y basaltos olivínicos. Está relacionado con fenómenos de tectónica distensiva postalpina y, por ende, articulado a través de un sistema de fracturas escalonadas de orientación SO-NE y NO-SE similares a las que definen las fosas donde se asientan (ARAÑA et al., 1983).

La alcalinidad del magma y la discontinuidad espacial y temporal de la actividad eruptiva permite encuadrarlo dentro de un *rift* embrionario, con escasa atenuación litosférica y de reducidas manifestaciones volcánicas, ligado a las últimas etapas distensivas del sistema de rifts europeos que en el ámbito del Mediterráneo occidental se inician hace 14 millones de años, al cesar la rotación del bloque corso-sardo (ARAÑA et al., 1983).

La edad del volcanismo gerundense oscila desde los 10 M.a. de la comarca del Alto Ampurdán hasta los 11.500 a. de la Garrotxa. Por otro lado, la dinámica eruptiva ha evolucionado temporalmente y de forma paralela a la tectónica, esto es, desde la periferia (Ampurdán) hacia el centro (Garrotxa), apreciándose a la par un incremento de la alcalinidad de las rocas.

2. ARTICULACION ESTRUCTURAL DEL VOLCANISMO

Los centros eruptivos del sector central del Campo de Calatrava se hallan dispuestos en torno a una red de alineaciones, siguiendo una trama estructural entrecruzada de dirección ONO-ESE a NO-SE las principales y de ENE-OSO a NE-SO las secundarias; acompañadas de otras de orden menor de

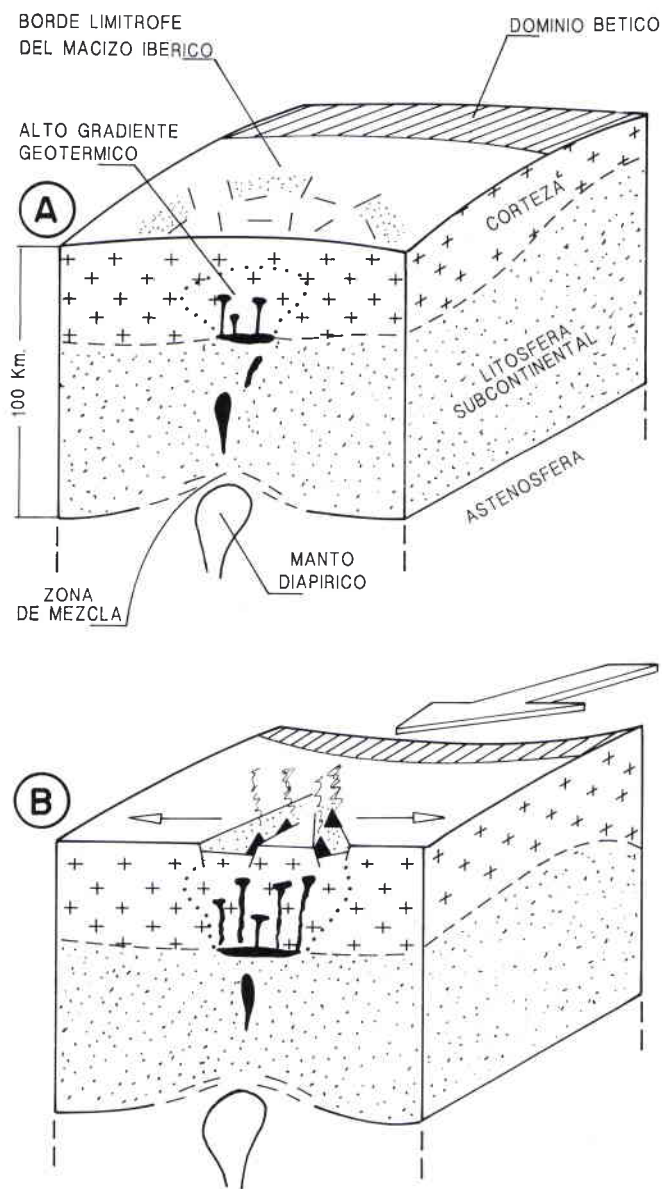


Fig. 18. Modelo geodinámico para la zona volcánica del Campo de Calatrava (según LOPEZ-RUIZ, J. et al., 1993). Consta de una etapa inicial diapírica (A) y otra final de distensión (B).

componente N-S y E-O. De entre las principales debemos destacar tres agrupaciones de focos volcánicos de dirección N 122°E, jalonada la primera de ellas por los siguientes aparatos: Cabezo Galiana, Cabezo del Hierro, Peñalagua, Hoya del Mortero y Cabezo Jimeno. La segunda está definida por los edificios de Calahorra, Cabezo del Moro, Galiana, Hoya del Arzollar y Los Corchuelos; además de Cerro Negro, Cabezo del Rey, El Pardillo y Hoyas del Parral. Por último, la tercera es la de mayor número de afloramientos estando perfilados por los volcanes: Peñas del Bu, Cerro de la Cruz, La Cabezuela y Hoya de Valverde; así como el Cabezo de los Pescadores, Los Espejuelos, Bernegil, Toro Bizco, Ciruela y Cerro de las Moreras; finalmente Cuelgaperros y Cerrajón de La Puebla.

De los conjuntos eruptivos de índole subordinada sobresale la directriz de rumbo N 49°E constituida por los puntos de emisión de la Hoya de la Estación, Cabezo del Rey, Los Espejuelos, Cabeza Segura y Cerro de las Higueras.

Así pues, la distribución de los volcanes no es albur, sino que se articula en grupos morfológicos de dirección ONO-ESE a NO-SE, los principales, y de ENE-OSO a NE-SO, los secundarios. Sin duda, las de dominante ONO-ESE son las líneas estructurales que arman este núcleo volcánico, mientras que las de ENE-OSO a NE-SO juegan un papel inferior. En cualquier caso, en la intersección de ambas directrices se alcanza la mayor potencialidad eruptiva, de ahí que se concentre un mayor número de aparatos volcánicos (Fig. 19).

En realidad, la organización ortogonal del volcanismo del Campo de Calatrava responde a pautas tectónicas de orden regional, consistente en un entramado de líneas de fracturas que agrupadas en dos familias sesgan el zócalo hercínico: de un lado, la principal orientada de NE-SO a ENE-OSO; de otro, la secundaria de NO-SE a ONO-ESE (ROIZ, 1979). Por el contrario, Antón Pacheco (1980) distingue en los lineamientos, interpretados mediante imágenes de satélite, como dominante la componente ONO-ESE, seguida de la ENE-OSO y N-S a NNO-SSE. Sendas familias de accidentes tectónicos se correlacionan según la opinión comúnmente aceptada con períodos de deformación tardihercínicos (JULIVERT et al., 1983), reactivándose estas antiguas dislocaciones con ocasión de los reajustes distensivos acontecidos al ocaso de la orogenia alpina de la Cordillera Bética.

Con anterioridad, Ancochea (1983) había destacado a partir del análisis estadístico de las alineaciones volcánicas de la Submeseta Meridional, las directrices de rumbo N 105°-120°E y N 160-170°E, esto es, ONO-ESE y NNO-SSE, acompañadas de otras secundarias N 15-20°E (NNE-SSO) y N 135-155°E (NO-SE). Precizando finalmente que la dirección NNO-SSE es la que ha jugado el

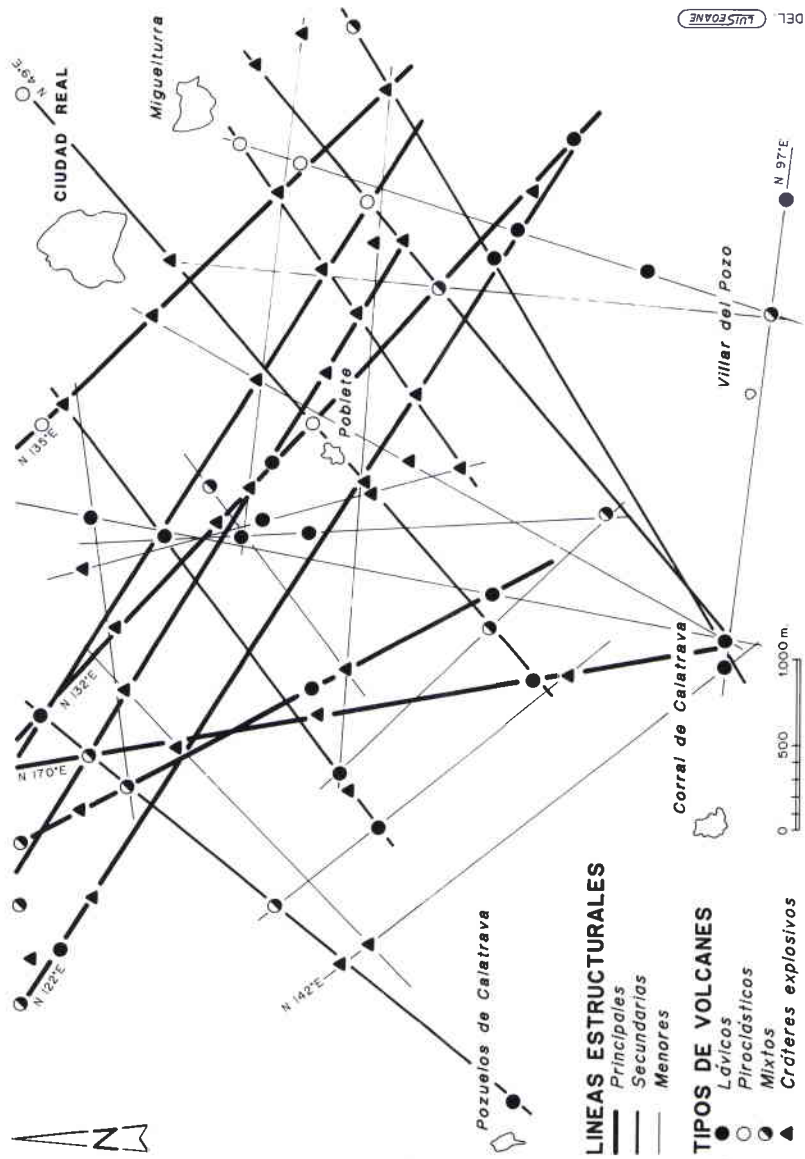


Fig. 19. Direccíones estructurales de los volcanes del sector central del Campo de Calatrava.

papel más importante en el desarrollo y evolución del volcanismo, coincidiendo además con la mayor concentración de centros de composición basáltica.

Esta disposición se aprecia también en la región volcánica del nordeste de Cataluña que, como hemos visto, se organiza en torno a cuatro componentes: NO-SE y NE-SO las principales y E-O y N-S las secundarias. Por otro lado, la distribución de las islas del archipiélago canario y la articulación de las diversas unidades morfovolcánicas tales como macizos antiguos mio-pliocenos, dorsales pleistocenas y cadenas volcánicas históricas, etc, siguen una pauta tectónica similar (ROMERO, 1986 y 1991).

En este sentido Carmen Romero añade que el mismo modelo estructural "... se reconoce en otras áreas volcánicas del globo, como por ejemplo: Velay (Francia), Thingvellir y Hekla (Islandia), Mt. Amiata, Ischia, Etna (Italia), Laach (Alemania), Cabo de Gata (...), Harve y Mountain (California), Hawaii...etc." (ROMERO, 1991, p. 93). Por último, Romero (1991) relaciona la ordenación semeja de los conjuntos volcánicos, siguiendo a Belousov (1979), con el comportamiento mecánico de un cuerpo sometido a tensiones tangenciales de tracción y compresión. El resultado es la apertura de fisuras ortogonales entre sí, esto es, de 45° respecto a los ejes de esfuerzos tectónicos, conformando rumbos NO-SE y NE-SO.

3. EDAD DE LA ACTIVIDAD VOLCANICA

Han sido numerosas las intepretaciones acerca del inicio y desarrollo de los paroxismos eruptivos en la región volcánica de la Submeseta Meridional, por lo que mencionaremos aquéllas más significativas y resultantes además de estudios globales.

Así, por ejemplo, Francisco Hernández-Pacheco (1932) arguye, coincidiendo claramente con la opinión de su padre Eduardo (1921), que la dinámica eruptiva en el centro de España no es de edad miocena como hasta entonces habían señalado Quiroga (1880) y Cortázar (1880), sino de finales del Plioceno prolongándose con profusión hasta el Cuaternario antiguo e incluso el Paleolítico, a saber, el Pleistoceno medio.

No obstante, Eloy Molina (1975) mediante el análisis estratigráfico de la serie terciaria y cuaternaria de las subcuencas del Campo de Calatrava y especialmente del yacimiento paleontológico de Las Higueruelas deduce un total de tres fases volcánicas:

- la VI de edad intramiocena y prerrusciniense.
- la VII correspondiente al Plioceno inferior.

- la VIII sincrónica a la formación de la raña (Plioceno superior) alcanza su máximo apogeo durante el encajamiento de la red fluvial, finalizando en el Pleistoceno inferior (anterior a la terraza +6 m del río Guadiana).

Por su parte, Ancochea (1983) a partir de análisis petrológicos, geoquímicos y dataciones radiométricas de K-Ar precisa que el volcanismo de la Submeseta Meridional se desarrolla en dos fases. La primera y menos importante tiene lugar hace 8,7 y 6,4 M.a, esto es, en torno al Mioceno superior. En realidad, esta etapa eruptiva edifica sólo el volcán de Morrón de Villamayor, situado en el flanco septentrional del domo de Argamasilla, que se compone de un tipo de rocas ultrapotásicas, concretamente de leucititas olivínicas, producidas por la fusión parcial de una peridotita micácea (ANCOCHEA, 1983).

Tras una pausa en la que no se producen manifestaciones volcánicas se inicia una segunda etapa que comienza en el Plioceno y continúa hasta el Pleistoceno inferior, abarcando según las dataciones desde 4,5 hasta 1,5 M.a. En este período la actividad es muy profusa y se desarrolla un volcanismo alcalino con formación de basaltos olivínicos y basanitas en las áreas centrales y bajo un grado de fusión parcial elevado, mientras que melilititas y nefelinitas olivínicas se concentran en la periferia al engendrarse a mayor profundidad y menor grado de fusión.

Finalmente, Bonadonna y Villa (1986), volcanólogos de la Universidad de Pisa, basándose en las mediciones radiocronológicas de K/Ar efectuadas en el yacimiento paleontológico de Las Higuieruelas, aducen que en este edificio se producen las siguientes fases eruptivas:

- La primera de ellas corresponde al Plioceno inferior (4,48 M.a.) pues los depósitos freatomagmáticos se hallan intercalados entre los sedimentos calcáreos pliocenos.
- Posteriormente acaece el paroxismo de los volcanes Cabezo del Moro y Juan de la Puerta que lanzan bombas y escorias colmatando la depresión de Las Higuieruelas. Estas erupciones cuentan con una edad de 3,83 y 3,52 M.a., esto es, pertenecen al límite Plioceno inferior-superior y al Plioceno superior basal. Tras la proyección de materiales piroclásticos se emiten también varias coladas lávicas que se remontan cronológicamente hasta 3,46 y 3,18 M.a., lo que las sitúa en el Villafrañense inferior.

Por nuestra parte, hemos distinguido durante la sedimentación neógena al menos tres etapas eruptivas, a las que habría que añadir la que edifica el volcán de Morrón de Villamayor que Ancochea (1983) atribuye al Mioceno superior.

La primera etapa eruptiva (EV1) transcurre entre el Mioceno superior y el Plioceno inferior, antes de que tuviese lugar la deposición de las calizas tobáceas ruscinienses. Se caracteriza por el predominio de mecanismos eruptivos de tipo freatomagmático, depositándose oleadas piroclásticas secas y húmedas que fosilizan la formación detrítica basal, cuya edad aunque incierta puede atribuirse como muy reciente al Mioceno superior. Los depósitos freatomagmáticos de la EV1 se hallan bien conservados en las subcuencas de Poblete, Corral y Alcolea de Calatrava.

La segunda (EV2) acontece una vez finalizada la sedimentación de las calizas ruscinienses, concretamente, en la transición del Plioceno inferior al superior, pues tiene lugar antes de la deposición de las calizas y margas del Plioceno superior. La EV2 se distingue, como la anterior, por la homogeneidad de las dinámicas eruptivas, al consistir básicamente en mecanismos explosivos de tipo freatomagmático. No obstante, durante este período se labran estructuras volcánicas perfectamente reconocibles morfológicamente, tratándose de cráteres explosivos o *maares* cuyos bordes pericratéricos formados por calizas ruscinienses han experimentado una subsidencia volcano-tectónica, debido a la diagenetización y consiguiente pérdida de volumen de los materiales freatomagmáticos que sustentan a aquéllas y a la vez rellenan las diatremas de los *maares*.

Por el momento hemos identificado hasta seis cráteres explosivos de modestas dimensiones si los comparamos con los de edad cuaternaria, localizados en la subcuenca de Alcolea y de Corral de Calatrava. Se trata de los cráteres explosivos de Las Higuieruelas, Benavente, Galiana, La Encomienda, Cantarranas y Los Corrales.

Las depresiones cratéricas de los *maares* era muy frecuente que se convirtieran temporalmente en lagunas, por lo que a veces se hallan vestigios de faunas pertenecientes al Villafranquiense inferior y sedimentos calcáreos del Plioceno superior colmando las hondonadas.

Finalmente, en las inmediaciones de la depresión cratérica de Las Higuieruelas tiene lugar una tercera etapa (EV3) de estilo eruptivo típicamente estromboliano, la cual edifica los volcanes del Cabezo del Moro y de Juan de la Puerta. Esta actividad según las dataciones reseñadas se produce en torno al Villafranquiense inferior-medio, pues las bombas y escorias lanzadas desde aquéllos yacen depositadas en el interior del cráter encima de la fauna del Villafranquiense inferior.

Durante la actividad volcánica cuaternaria propiamente dicha es difícil diferenciar etapas o fases volcánicas. Con las evidencias obtenidas podemos matizar que la EV3 marca la transición entre las etapas volcánicas neógenas,

de características freatomagmáticas y de escasa repercusión morfológica, y la diversidad de condiciones eruptivas y entidad constructiva que comportan las que se originan en el Cuaternario.

En la actualidad, carecemos de pruebas suficientes para comprobar si la EV3 que se inicia en el Villafranquiense inferior-medio prosigue sin interrupción a lo largo del Cuaternario. Si no fuera así la actividad volcánica que se desarrolla en ese período correspondería a una cuarta etapa eruptiva (EV4).

En cualquier caso, hay datos irrefutables que avalan con la suficiente garantía que la dinámica eruptiva de edad propiamente cuaternaria se desarrolla como mínimo hasta el Pleistoceno medio. En efecto, la apertura del cráter explosivo de La Posadilla tiene lugar en torno al Pleistoceno medio, pues las oleadas húmedas expelidas desde allí descansan sobre el yacimiento paleontológico de Valverde perteneciente al Pleistoceno inferior; en tanto que el de Cuelgaperros se labra a fines del Pleistoceno inferior, al fosilizar sus depósitos el nivel de acumulación fluvial +20 m del río Jabalón. Por otro lado, el cráter explosivo del Cerro de la Viña inicia su actividad con fases freatomagmáticas, previas a la formación de la T+10 m del río Jabalón, sucediéndolas otras de estilo estromboliano en torno al Pleistoceno inferior. Para finalizar, la formación del edificio del Cerrajón de La Puebla es simultánea al establecimiento de la T+8 m del Jabalón, toda vez que los lapillis y cenizas arrojados en la fase inicial cubren los carbonatos lacustres que se hallan en la base inferior de la terraza. Por ende, la edad de este aparato es más que probable que corresponda a la transición Pleistoceno medio-superior.

II. RASGOS MORFOLOGICOS DE LOS EDIFICIOS VOLCANICOS

1. CLASIFICACION MORFOLOGICA DE LOS TIPOS DE VOLCANES

La clasificación de las formas volcánicas del alemán Alfred Rittmann (1963) destaca por su sencillez, exhaustividad y correlación entre la actividad volcánica y la morfología resultante. En efecto, cabe reseñar que el criterio morfológico ocupa en la taxonomía de volcanes de Rittmann un lugar notorio, contrastando en pureza con las vigentes hasta ese período, de las cuales algunas como las de Cloos, Von Wolff, Stübel, etc. son precisamente criticadas por él.

Así pues, hemos seleccionado esta tipología de volcanes porque aparte de su calidad es además la que mejor se adapta a las modalidades morfológi-

cas de la región calatraveña. En realidad, el volcanismo del Campo de Calatrava es puntual y de escasa dimensión, tratándose exclusivamente de edificios centrales de escasa capacidad morfológica y formados a partir de erupciones monogénicas. El resultado es un conjunto de morfologías volcánicas elementales que responden a pautas y condicionantes recogidos en su catálogo de formas simples, tales como topografía, naturaleza y cantidad de magma y tipo de actividad volcánica.

Rittmann (1963) distingue dentro de los aparatos eruptivos centrales un total de cuatro tipos: volcanes de lava, mixtos, piroclásticos y de gas.

El vocablo volcanes de lava engloba todos aquellos centros efusivos independientes compuestos fundamentalmente de coladas lávicas, diferenciando a su vez entre monogénicos y poligénicos. En el área de estudio tenemos sólo casos de volcanes lávicos centrales monogénicos, los cuales según Rittmann están constituidos siempre por coladas lávicas, básicamente basálticas, y de pequeños conos de escorias.

No obstante, también pueden originarse domos exógenos a través de la acumulación y superposición de coladas que configuran una cúpula sobre el punto de emisión.

Por contra, los volcanes de lava poligénicos se caracterizan por la emisión de gran número de coladas lávicas, que se expanden en abanico cubriendo una extensa área. Se construyen así edificios de enormes dimensiones que adoptan la forma de escudo, de ahí que también reciban dicha denominación. Según el tamaño y tipo de estructura distingue entre islandeses y hawaiianos. Los últimos son volcanes de grandes proporciones llegando a superar los 4.000 m de altura y constan de flancos de débil pendiente, entre 6 y 7°, coronados por grandes cráteres de hundimiento conocidos por *pit-craters*. Estos tienen el fondo llano y paredes verticales muy escarpadas que permiten el alojamiento de grandes lagos de lava. Finalmente, en los volcanes escudos hawaiianos son habituales las erupciones laterales.

La categoría de volcán mixto comprende -según Rittmann (1963)- estructuras volcánicas individuales constituidas tanto por coladas como por depósitos piroclásticos. Identifica tres subtipos en orden al contenido de ambos materiales: los ricos en lavas, los abundantes de piroclastos y los intermedios.

Los volcanes mixtos monogénicos a grandes rasgos tienen formas muy sencillas plasmadas en un simple cono piroclástico, de cuyo cráter finalmente pueden emitirse coladas lávicas. No obstante, pueden discernirse en función de la composición de los materiales piroclásticos los siguientes subtipos: muros anulares o *ring-walls* con salida de lavas, conos piroclásticos con coladas y conos de pumitas con emisión de lavas, en los que pueden for-

marse a la par cúmulo-domos o domos endógenos a partir de la extrusión de coladas viscosas muy cortas y de gran espesor que crecen desde el interior del conducto magmático.

Por otro lado, los volcanes mixtos poligénicos reciben el nombre de estratovolcanes y se componen de la alternancia de materiales lávicos y de proyección aérea. Su mayor complejidad estructural deriva lógicamente de las diversas erupciones que experimentan y en las que son frecuentes los desplazamientos de la chimenea, configurando conos adventicios y cráteres encajados, así como explosiones violentas que al desalojar la cámara magmática desencadenan colapsos tectovolcánicos y la formación de calderas.

Los volcanes piroclásticos son resultantes de erupciones explosivas monogénicas a partir de magmas relativamente viscosos. Por esta razón, Rittmann (1963) asegura que son más comunes los conos volcánicos de pumitas que los de escorias. También son corrientes los conos tobáceos, esto es, constituidos por materiales de proyección aérea consolidados bien por la propia incandescencia de los productos o por procesos de diagénesis.

Finalmente, los volcanes de gas resultan de dinámicas explosivas esencialmente freáticas, sin que los gases juveniles apenas participen proporcionando casualmente calor. El resultado morfológico de estas erupciones es la formación de un embudo explosivo llamado diatrema, rodeado de una pequeña cobertera piroclástica de aspecto anular.

De la clasificación taxonómica de Rittmann (1963) sólo los volcanes gaseosos quedan sin definir en cuanto al tipo de erupción que los engendra y a la caracterización de sus rasgos morfológicos.

Como es sabido la mayoría de los llamados volcanes de gas o cráteres explosivos se originan mediante erupciones freatomagmáticas o freáticas, sobresaliendo tres tipos de edificios: cráteres explosivos o *maares*, anillos de tobas o *tuff rings* y conos de tobas o *tuff cones* (CAS y WRIGHT, 1987) (Fig. 20).

Concretamente, los cráteres explosivos o *maares* se forman cuando las explosiones freatomagmáticas tienen lugar bajo la superficie preeruptiva, tal que la depresión se entalla por debajo de dicha orografía alcanzando más de un kilómetro de diámetro. Las hondonadas cratéricas se hallan circundadas por un anillo de materiales freatomagmáticos, constituido por brechas explosivas, oleadas basales secas y húmedas. Por último, constan de chimeneas magmáticas en forma de embudo llamadas diatremas.

Los anillos tobáceos o *tuff rings* constan también de cráteres pero situados a ras de la superficie topográfica, debido a que en la actividad freatomagmática el magma ascendente contacta con agua próxima al nivel del suelo y la proporción agua-magma es muy elevada, esto es, por encima del valor 1 (SHERIDAN y WOH-

LETZ, 1983). Por esta razón, los anillos tobáceos contienen un elevado número de materiales volcánicos juveniles en detrimento de los líticos.

Por otro lado, los conos tobáceos o *tuff cones* disponen de cráteres pequeños y profundos que yacen por encima del terreno preruptivo. La explicación reside en que el paroxismo freatomagmático es de escasa virulencia y acontece sobre el horizonte orográfico, al friccionar el magma con agua superficial, siendo la alcuota agua-magma muy elevada, a saber, entre 2 y 5 aproximadamente (SHERIDAN y WOHLLETZ, 1983).

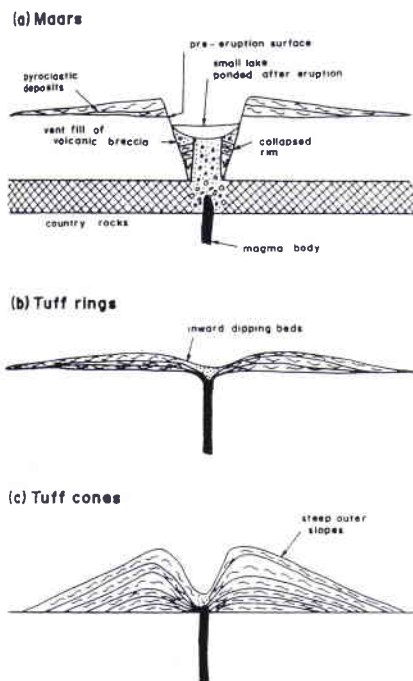


Fig. 20. Modalidades de edificios volcánicos formados a partir de erupciones freatomagmáticas (según CAS y WRIGHT, 1987).

Las formas volcánicas y los tipos de volcanes catalogados en la obra de Cas y Wright (1987) concuerdan perfectamente con los de Alfred Rittmann (1963), coincidiendo algunos de ellos hasta en los términos adoptados. Así, por ejemplo, Cas y Wright (1987) distinguen entre volcanes escudos basálticos (incorporando a los islandeses y hawaianos el tipo galápagos), mesetas o planas basálticas, conos escoriáceos y de pumitas, estratovolcanes y cráteres freatomagmáticos (*maares*, *tuff rings* y *tuff cones*). No obstante, incorporan otras estructuras que completan y perfeccionan el grupo de las unidades

eruptivas complejas, destacando entre otros los volcanes riolíticos, los complejos volcánicos silíceo-intermedios con varios puntos de emisión (*intermediate-silicic multivent centres*), anillos tobáceos riolíticos, etc.

Puesto que el relieve volcánico calatraveño como hemos manifestado reiteradamente es muy sencillo y simple, la clasificación de Rittmann (1963) completada con los tipos de cráteres freatomagmáticos resulta válida y perfectamente apropiada. Así pues, las únicas adaptaciones consistirán en incorporar las singularidades concretas de la morfología volcánica calatraveña y la terminología que haya sido aplicada para su nominación⁷.

La catalogación más elaborada de los edificios volcánicos del Campo de Calatrava fue realizada por Francisco Hernández-Pacheco (1932), quien en realidad lo que distingue son cuatro tipos de erupciones:

- Erupciones de tipo homogéneo o volcanes cúpula caracterizados por sus formas redondeadas y en cúpula, de ahí que en la toponimia sean reconocidos como cabezos y que Hernández-Pacheco adoptara tal denominación. Se componen básicamente de materiales lávicos emitidos durante erupciones efusivas tranquilas, adquiriendo su aspecto cupuliforme al superponerse varias coladas en torno al punto de emisión. Como prototipos menciona entre otros los volcanes Cabezo Galiana, el Cabezuelo (Pozuelos de Ctva.) y Cerrajón de la Puebla.
- Erupciones de tipo estromboliano que configuran conos de escorias y coladas, emitidas éstas desde los flancos laterales.
- Erupciones vulcanianas que desencadenan explosiones muy violentas debido a la presión que alcanzan los gases magmáticos, originando la apertura de amplios cráteres de explosión y la proyección de gran masa de cenizas y lapillis. Sin embargo, la acumulación de tales materiales edifica también conos piroclásticos que al ser sometidos a una intensa erosión son desmantelados, reduciéndose finalmente su morfología a grandes depresiones cratéricas.
- Otros tipos de erupciones. En esta ocasión, se trata más que de otras modalidades eruptivas de las modificaciones morfológicas que las dinámicas pueden engendrar al variar las condiciones topográficas en las que acaecen. En concreto, interpreta estas variantes como dos clases de volcanes para las que emplea los topónimos locales de castillejos y negrizales.

⁷ Precisamente Alfred Rittmann señala que: «La diversité de structure des édifices volcaniques est telle qu'il est à peu près impossible de les classer dans un système rigide sans masquer, ce faisant, le caractère particulier de la plupart d'entre eux (...). Il faut toujours avoir à l'esprit qu'entre les types divers existent de nombreuses transitions et que chaque limite est quelque peu arbitraire» (RITTMANN, 1963, pp. 185-186).

Los castillejos son definidos por Francisco Hernández-Pacheco como acumulaciones de lavas viscosas que adoptan formas muy erguidas y de aspecto quebrado. Se originan a partir de erupciones extrusivas en las que lavas viscosas difícilmente descienden ladera abajo, de tal modo que "... las situadas encima del conducto de salida al amontonarse dan origen al agudo cerro..." (HERNANDEZ-PACHECO, 1932, p. 204). También pueden emitirse coladas fluidas pero los rasgos definitorios vienen marcados por el amontonamiento de bloques lávicos viscosos.

Los negrizales constituyen en realidad una variante de los castillejos. Se componen a semejanza de lavas fluidas pero en vez de configurar cabezos generan, merced a sus extensas coladas, campos de lava de varios kilómetros cuadrados, tales son los casos de los volcanes de Piedrabuena y de la Conejera (HERNANDEZ-PACHECO, 1932).

De los tipos de erupciones y de volcanes catalogados por Francisco Hernández-Pacheco se desprende, al compararlos con los de Rittmann (1963), que algunos de ellos están representados en la del volcanólogo alemán. Sin embargo, hay que matizar que los aparatos eruptivos definidos por Francisco Hernández-Pacheco como volcanes-cúpula o cabezos, castillejos y negrizales corresponden realmente a la categoría de volcanes de lava monogénicos. Concretamente, los cabezos y los castillejos serían las variantes morfológicas que pueden adoptar entre otras los volcanes de lava y más concretamente los domos exógenos, al enfriarse y solidificarse las coladas lávicas sobre el conducto de salida.

En los cabezos volcánicos se emite un número importante de coladas que se acumulan y superponen sobre el punto de emisión. El resultado final es un aparato de forma convexa acentuada y de planta circular, con coladas cortas y espesas que se suceden gradualmente adquiriendo el perfil un aspecto de peldaños de escalera.

Por contra, los castillejos señalan el amontonamiento caótico de coladas lávicas que se solidifican rápidamente tras su emisión y que se resquebrajan en bloques y peñones de forma muy puntiaguda semejando torreones o castillejos. Sus dimensiones son más modestas que las de los cabezos dada la exigua alimentación magmática y suelen situarse preferentemente en la laderas de pequeñas serrezuelas, cuya pendiente impide además la superposición del reducido caudal lávico.

Finalmente, los negrizales de Francisco Hernández-Pacheco (1932) equivaldrían a los volcanes de lava monogénicos con profusas efusiones de coladas lávicas, aunque también se acompañan de pequeñas explosiones que permiten la construcción de un pequeño cono piroclástico. Estos negrizales son, en realidad, edificios de gran tamaño al extenderse las coladas radialmente sobre una amplia superficie, pero apenas resaltan topográficamente al configurar plataformas muy planas similares a pequeñas mesas lávicas.

Las erupciones vulcanianas caracterizadas por Francisco Hernández-Pacheco (1932) como explosiones desmesuradas y enérgicas pertenecerían, según la clasificación de Rittmann (1963), al grupo de volcanes de gas. Ahora bien, es preferible denominarlos aparatos freatomagmáticos, cuyas estructuras se reducen en esta zona a cráteres explosivos, sin presencia de *tuff rings* y *tuff cones*.

Así pues, empleando la clasificación de volcanes centrales simples de Rittmann (1963) y manteniendo la toponimia local usada por vez primera con connotaciones volcanológicas por Francisco Hernández-Pacheco (1932), podemos distinguir en el Campo de Calatrava desde el punto de vista morfológico un total de cuatro tipos de aparatos: cráteres explosivos (dentro de los cuales hemos diferenciado tres subtipos: con subsidencia pericrática y diatrémica, con borde anular y sin borde anular), volcanes piroclásticos, mixtos y lávicos monogénicos bien en forma de negrízales, castillejos o cabezos (Fig. 21).

2. MORFOLOGIA DE LOS APARATOS VOLCANICOS PLIOCENOS

El hallazgo de seis edificios volcánicos formados por cráteres explosivos pliocenos (posiblemente las formas volcánicas más antiguas que se conservan en el Campo de Calatrava junto con el volcán de Morrón de Villamayor), nos ofrecen la oportunidad de esclarecer mediante el análisis volcanoestratigráfico y morfológico de los depósitos freatomagmáticos y de sus formas respectivamente, cuales han sido las diversas etapas eruptivas acontecidas durante el período de sedimentación neógena. Tanto más cuanto que dichos cráteres no están identificados ni han sido considerados como tales desde el punto de vista morfológico en ninguna investigación realizada con anterioridad (HERNANDEZ-PACHECO, 1932; MOLINA, 1974 y 1975; ANCOCHEA, 1983; HOYOS et al., 1986 e IGME, 1988).

A. Localización y análisis volcanoestratigráfico de los depósitos freatomagmáticos de la serie neógena

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 de 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 cuales han sido los mecanismos eruptivos y las condiciones de transporte y deposición de los productos volcánicos.

a. Descripción 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 Ciudad Real a Puertollano), concretamente en el camino que conduce a la explotación minera abierta en el volcán Cabezo Segura. En él se pueden distinguir un total de doce niveles que de muro a techo son los siguientes (Fig. 22):

- Nivel 1: Alcanza un espesor visible de 2,20 m aproximadamente. Se compone desde el punto de vista litológico de cuarcitas y cuarzos muy homométricos con gravas y cantos 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 cantos pequeños entre 3 y 5 cm de tamaño y de naturaleza cuarcítica.
- Nivel 3: Dispone de arcillas y limos de tonalidad ocre que alcanzan 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 un grosor de 45 cm y tonalidad grisácea y ocre. En la base hay una pequeña lámina de líticos angulosos compuestos de cuarzo, pizarra y cuarcita 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 integrado por una oleada piroclástica seca con estratificación horizontal, donde se observa una sucesión rítmica de pequeñas láminas de tobas cineríticas que contienen gravillas de pizarra, cuarzo y cuarcita de tamaño inferior a 2 cm, además de intercalaciones 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 y dispone de margas arcillosas de

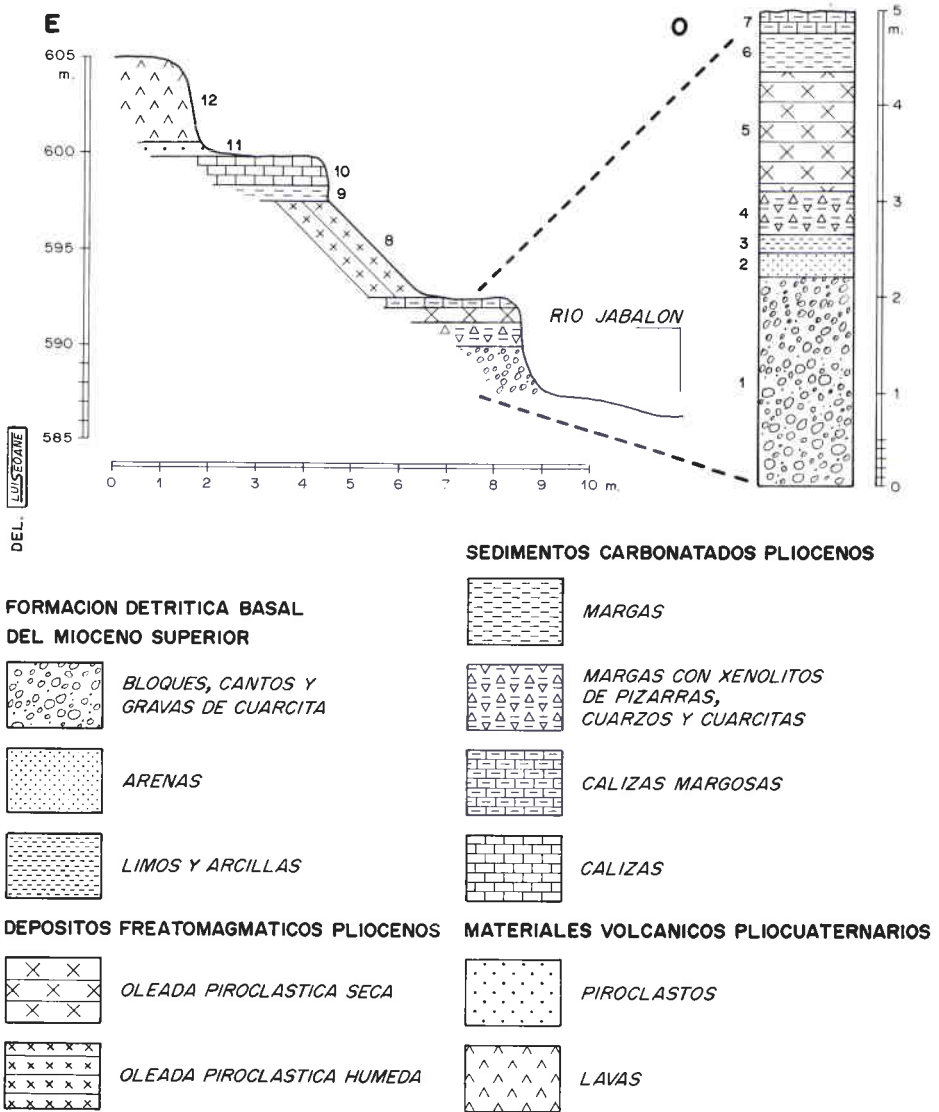


Fig. 22. Perfil estratigráfico de Fuente Simón en el volcán de Cabezo Segura.

color verde con abundantes líticos de pizarra, cuarcita y cuarzo de apenas unos milímetros.

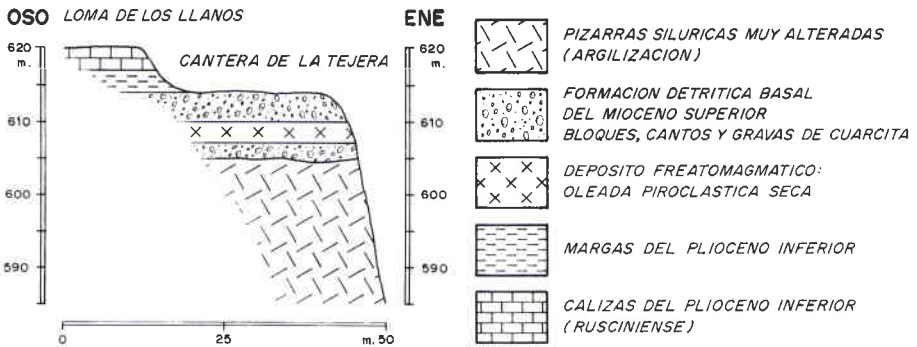


Fig. 23. Secuencia estratigráfica de la Tejera en el arroyo de Cañada de Sta. María (Puente Morena).

tobas cineríticas en láminas de 5 a 10 cm que engloban un elevado número de fragmentos pulverizados de cuarzo y cuarcita de tamaño centimétrico y milimétrico.

- Nivel 3: Sobre la oleada piroclástica seca se apoyan nuevamente en discordancia erosiva 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.
- Niveles 4 y 5: Por último, un conjunto de margas blanquecinas y bancos de caliza rusciniense. Estos sedimentos culminan la serie estratigráfica en disposición completamente tabular, conformando en las inmediaciones pequeñas mesas estructurales como las Lomas de los Llanos y de 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 (Fig. 24):

- Nivel 1: Formación detrítica basal de 5 m de espesor que yace en discordancia erosiva sobre el sustrato paleozoico integrado por cuarcitas del ordovícico superior. Presenta características litológicas, morfométricas y estructurales similares a los estratos basales de las columnas anteriores. Estamos, pues, ante la facies distal de un abanico aluvial.
- Nivel 2: Está compuesto por una oleada piroclástica húmeda de más de 25 m de espesor. Además de las tobas cineríticas hay multitud de líti-

cos del sustrato paleozoico -léase cuarzozos, pizarras y cuarcitas-, así como gravas y cantos de cuarcita subredondeada pertenecientes a la formación detrítica basal. El conjunto presenta una estructura masiva y caótica típica de las oleadas piroclásticas húmedas.

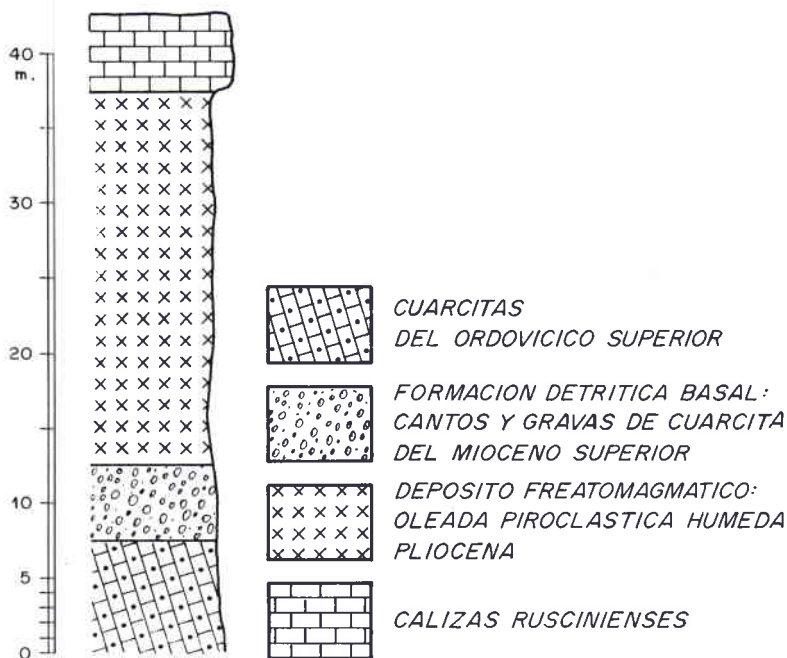


Fig. 24. Columna estratigráfica de las cercanías de Puente Morena (borde suroriental del volcán Cabezo Segura).

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

Perfil nº 4. Localizado en las canteras situadas al NE de Corral de Calatrava (Fig. 25):

- Nivel 1: Depósito freatomagmático con disposición estratigráfica horizontal paralela, correspondiente a una oleada piroclástica seca, cuyo

espesor visible es de apenas unos 40 cm aunque presumiblemente alcance hasta 2 m. Desde el punto de vista litológico dispone de tobas cineríticas y abundantes fragmentos líticos, especialmente cuarzos y cuarcitas de tamaño centimétrico y milimétrico.

- Nivel 2: Fracción arenosa que descansa en contacto normal sobre el estrato precedente. Está formado en la parte inferior por gravillas cuarcíticas y una sucesión de lechos de arenas finas, limos y arcillas de inundación de gran continuidad lateral, afectados por procesos de hidroturbación. Por su parte, el techo consta de barras de gravillas cuarcíticas, arenas gruesas de cuarzo y lentejones de limos. El espesor de estos materiales es de aproximadamente 1 m.

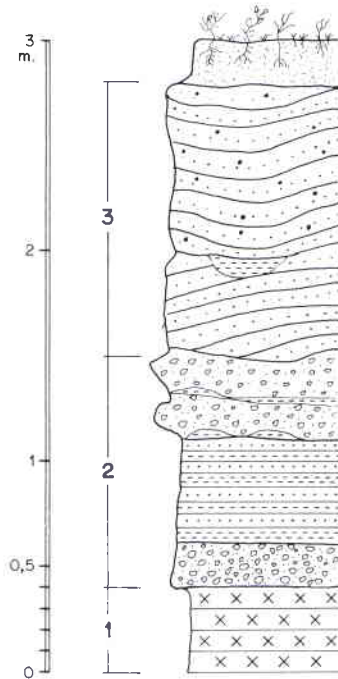


Fig. 25. Alzado estratigráfico de las canteras de la subcuenca de Corral de Calatrava.

- Nivel 3: Se trata de otra formación arenosa de 1,5 m de grosor que yace en discordancia erosiva sobre el anterior. En cuanto a su estructura dispone de laminación curvada paralela y estratificación cruzada, con cantos blandos y lentejones de limos de inundación hidroturbados. Es reseñable también su acusada continuidad lateral.

Por encima, finalmente, se sitúa el conjunto de margas blanquecinas, calizas margosas y bancos de caliza de edad rusciniense que definen 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 ostenta 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 precisamente a orilla de la margen derecha del río Guadiana y próximo al volcán lávico del Cabezo de la Plata. Aquí podemos encontrar tres niveles (Fig. 26):

- Nivel 1: Compuesto por lavas volcánicas limburgíticas de morfología pahoehoe, es decir, con formas externas suaves y lisas. La amplitud que alcanzan es aproximadamente 2 m aunque en las cercanías hay un pequeño apuntamiento lávico de idénticas características que sobrepasa los 7 m de espesor.

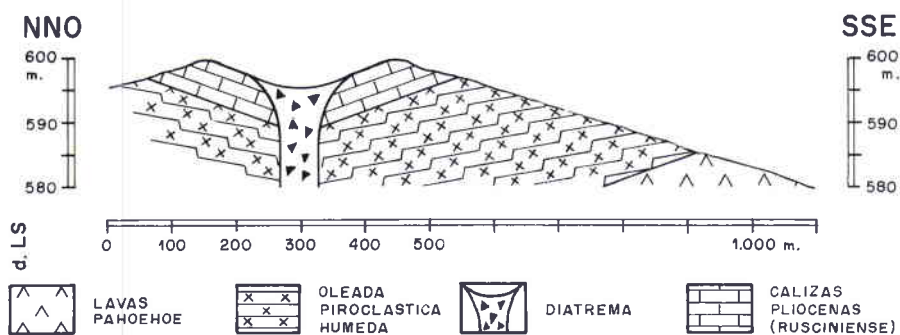


Fig. 26. Perfil estratigráfico de Los Corrales (borde oriental de la subcuenca de Alcolea de Calatrava).

- Nivel 2: Depósito freatomagmático con más de 7 m de espesor configurado por una oleada piroclástica húmeda masiva, sin ningún tipo de estructura sedimentaria. Se compone de tobas cineríticas compactas y de líticos, 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 3: Caracterizado por margas de tonalidad blanquecina y bancos de caliza de unos 5 m de grosor, los cuales culminan la serie sedimentaria. Estas calizas ruscinienses se hallan basculadas con buzamientos periclinales y convergentes de 20 a 30°.

b. Interpretación de los perfiles

A partir del análisis volcanoestratigráfico de los depósitos sedimentarios y freatomagmáticos podemos extraer algunas conclusiones interesantes:

a) La formación detrítica basal formada por abanicos aluviales ha sido afectada por erupciones explosivas freatomagmáticas, cuyo desarrollo temporal varía según las subcuencas. Así, por ejemplo, en Corral de Calatrava las actividades volcánicas fueron anteriores a la deposición de las fracciones detríticas, mientras que en Poblete son coetáneas y posteriores a aquéllas.

Teniendo en cuenta que la formación detrítica basal define la base de la sedimentación neógena, cuya edad podría situarse en torno al Mioceno superior, podemos aseverar que la primera etapa eruptiva (EV1) acaecida en sendas subcuencas se desarrolla entre el Mioceno superior y el Plioceno inferior; mientras que en Alcolea de Calatrava, a tenor de los registros volcánicos hallados por el momento, se inicia antes del Plioceno inferior.

Durante la primera etapa volcánica (EV1) predominan las dinámicas explosivas de marcado carácter freatomagmático, en las que se forman columnas eruptivas anulares y rasantes (*base surges*) que depositan oleadas piroclásticas basales (*pyroclastic surges*). Únicamente hemos encontrado en lugares concretos de la subcuenca de Alcolea, como en la quintería de Benavente y Corrales, materiales piroclásticos y lávicos que revelan que algunas de estas erupciones evolucionaron hacia fases estrombolianas y otras se iniciaron con mecanismos efusivos.

b) Los depósitos freatomagmáticos de esta primera etapa eruptiva (EV1) están constituidos de oleadas piroclásticas basales tanto secas como húmedas. En las primeras predominan las facies distales con estratificaciones planares dispuestas en concordancia respecto al resto de los materiales sedimentarios, mientras que las segundas adoptan estructuras masivas y caóticas.

Sólo las oleadas piroclásticas húmedas y en casos excepcionales, como el del perfil nº 1 de la cuenca de Poblete, muestran buzamientos acentuados de hasta 40°. Tales inclinaciones no pueden atribuirse en ningún caso a fenómenos tectónicos regionales bien sean coetáneos o posteriores a su deposición, puesto que los materiales subyacentes no están dislocados. Tanto más cuanto que a sólo 500 metros de distancia, véase el perfil nº 3, encontramos otra oleada piroclástica húmeda que descansa completamente horizontal. Cabe en buena lógica precisar que las perturbaciones y, por ende, las “discordancias” definidas puntualmente por las oleadas húmedas están ligadas exclusi-

vamente a los mecanismos de transporte y a deformaciones postdeposicionales internas. En efecto, las oleadas son trasladadas en suspensión por nubes volcánicas anulares y se sedimentan, al cesar la energía cinética, adaptándose a la topografía preexistente. Por otro lado, hay que añadir que estos depósitos contienen una elevada cantidad de vapor de agua intersticial procedente de la columna gaseosa eruptiva, razón para que experimenten con asiduidad fenómenos de diagenetización y subsidencia concretadas en *slumps* y *megarripleles*.

Por consiguiente, no debería emplearse el término de discordancia angular *sensu stricto* para referirnos al contacto anómalo entre las oleadas piroclásticas húmedas y las series sedimentarias suprayacentes, toda vez que ha quedado descartada la intervención de la fase tectónica (FI) atribuida por Molina (1975) al Mioceno superior.

c) Para finalizar, las observaciones de campo y los levantamientos estratigráficos permiten asegurar que las series calcáreas del Plioceno inferior reposan, salvo casos aislados, en disposición tabular y en concordancia con las oleadas piroclásticas secas; llegando incluso, como en la cuenca de Corral de Calatrava, a constituir relieves estructurales tabulares en forma de pequeñas mesas. Las únicas excepciones corresponden a ligeras dislocaciones y basculamientos de los bancos de caliza rusciniense que se distribuyen irregularmente en el espacio y afectan a áreas puntuales de pequeñas extensión. No obstante, en la cuenca de Poblete las deformaciones son más profusas localizándose en torno a las quinterías de Torrecilla y Villadiego y la margen izquierda del río Guadiana, donde se extiende un amplio depósito de oleadas piroclásticas húmedas. Por encima, reposan calizas ruscinienses dislocadas que presentan ligeros buzamientos de 10 a 30° y direcciones muy heterogéneas (E, NO, O, SO, SE, etc.).

La desarticulación puntual de la cobertera calcárea no es debida a ningún movimiento tectónico de carácter regional, sino resultado exclusivo de fenómenos de compactación y deshidratación que experimentan las oleadas piroclásticas húmedas, ricas en vapor de agua intersticial, como consecuencia de la presión ejercida por las capas suprayacentes. Este incipiente proceso de diagénesis conlleva, no obstante, una pérdida notable de volumen de los materiales y, por ende, desencadena reajustes subsidentes plasmados en saltos de fallas normales, *slumps* y abombamientos en estructuras pseudoanticlinales y seudosinclinales, los cuales recíprocamente repercuten basculando las calizas (tales manifestaciones son notorias en las cercanías de Torrecilla y en el km 233 de la carretera de Ciudad Real a Piedrabuena).

No obstante, si las oleadas húmedas se hallan compactas y endurecidas al haber sido sometidas a una palagonitización, esto es, la transformación de

los vidrios de sideromelana en palagonita, es probable que no ocurran tales perturbaciones (CAS y WRIGTH, 1987 y CAMUS et al., 1980).

Por contra, en otras subcuencas como las de Alcolea y Corral de Calatrava las deformaciones adoptan la peculiar forma de pequeñas depresiones circulares y semicirculares, con buzamientos periclinales y convergentes.

En estos casos, habida cuenta que las series calcáreas pliocenas, en especial las calizas ruscinienses, no están afectadas en su totalidad por movimientos tectónicos, sino que presentan a lo sumo pequeñas dislocaciones muy irregularmente distribuidas y de escasa magnitud, es lógico pensar que no responden a la fase tectónica (FII) de edad rusciniense (MOLINA, 1975). Hemos de precisar que son, más bien, secuela de una nueva etapa eruptiva explosiva de tipo freatomagmático (EV2), acaecida a finales del Plioceno inferior o en el tránsito al Plioceno superior, capaz de perturbar la posición original de las calizas pliocenas y labrar además pequeñas depresiones, cuyos bordes anulares calcáreos presentan buzamientos periclinales y convergentes. Sin embargo, estas estructuras no deben interpretarse, ni desde el punto de vista morfológico ni volcanológico, como calderas de colapso o hundimiento (HOYOS et al., 1986; IGME, 1988), sino como cráteres explosivos o *maares*. Es decir, edificios volcánicos de grandes depresiones cratéricas formados a partir de mecanismos eruptivos freatomagmáticos, en los cuales se producen explosiones muy violentas debido a la interacción entre magma y agua, seguido de fenómenos volcanotectónicos marginales consistentes en la subsidencia del borde del cráter y de la diatrema.

B. Morfología y secuencia eruptiva de los cráteres explosivos

De las dos etapas eruptivas de tipo freatomagmático registradas durante el período de sedimentación neógena sólo la segunda (EV2), correspondiente al límite entre el Plioceno inferior y el Plioceno superior, ha originado formas volcánicas reseñables; del episodio eruptivo más antiguo (EV1) disponemos exclusivamente de depósitos interestratificados en la serie sedimentaria.

Hasta el momento hemos reconocido como vestigio morfológico de la segunda etapa volcánica (EV2) seis cráteres explosivos, de los cuales cinco están emplazados 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 (Fig. 27). Por último, el volcán de la Encomienda se halla en el borde más septentrional de la subcuenca de Corral de Calatrava próxima a Poblete.

cámara de erupción, con tal que la abertura no esté obstruida y las rocas subsidentes no estén totalmente compactadas (...). Si no hay más suministro de magma finaliza la actividad freatomagmática, sin embargo, la subsidencia continuará durante un prolongado período de tiempo en las fracturas anulares, acompañada de deslizamientos de los depósitos anulares hasta que tenga lugar la compactación de los materiales que conforman la cámara eruptiva” (LORENZ, 1973, p. 192).

Para ilustrar la explicación de la subsidencia de las diatremas toma como ejemplo el *maar* de edad villafranquiense de Sèneze en el Macizo Central francés. El cráter está colmado por más de 175 m de fragmentos piroclásticos que fueron depositados después del cese de la erupción, tratándose pues de depósitos lacustres. La presencia de diatomitas en varios niveles demuestra el hundimiento del lago presumiblemente como consecuencia de la subsidencia del cráter a través de fracturas anulares.

Existen multitud de menciones sobre fenómenos de subsidencia en diatremas de la cuenca de Limagne (caso de las de Hubel, meseta de Gergovie y de Puy de Bane en Cournon), descubiertos merced al estudio de los materiales peperíticos que las rellenan. Recogemos aquí una interpretación sintética que realiza Peterlongo en una guía del Macizo Central francés, en la que tras describir las erupciones freatomagmáticas expone: “En el curso de estos procesos las rocas que forman las paredes se estremecen y se desprenden a lo largo de fracturas curvas o concéntricas a la chimenea (fallas anulares) y se deslizan hacia ella por grandes paneles (...). Su movimiento de descenso es señalado por el hecho de que provienen a menudo de niveles más elevados que los estratos vecinos (...). Al final de las erupciones explosivas el asentamiento de los materiales y la subsidencia ligada a las fallas anulares dan lugar a una disposición en forma de plato sopero, con pendientes hacia el centro del aparato, cuya superficie se deprime (...). Si la depresión subsiste se rellena de agua colmándose de sedimentos lacustres, entre los cuales se encuentran calizas travertínicas, diatomitas, depósitos silíceos; así como arcillas y niveles de peperitas. Su estratificación es a menudo trastornada por deslizamientos intraformacionales (*slumpings*) y su pendiente centrípeta muestra que la subsidencia continua algún tiempo tras el cese de la erupción” (PETERLONGO, 1978, p. 93) (Fig. 28).

Para finalizar Camus et al (1980), integrantes del equipo de volcanólogos de la Universidad de Clermont-Ferrand, recogen en su investigación sobre el volcán Capeliños (Faial, Islas Azores) una de las características que mejor define las diferencias entre los cráteres explosivos y los anillos de tobas: la subsidencia de la diatrema. En efecto, aseveran que los *maares*

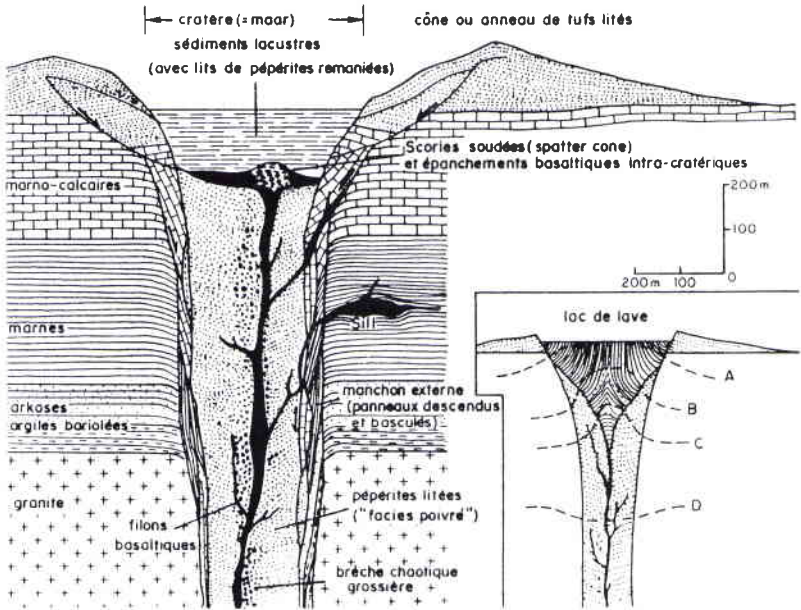


Fig. 28. Corte teórico de una diatrema peperítica con relleno lacustre y subsidencia pericratérica (tomado de PETERLONGO, 1978).

experimentan en la chimenea una fuerte subsidencia, mientras que en los anillos de tobas el hundimiento sineruptivo es menor, de ahí el diámetro más reducido de su cráter, la mayor altura de los bordes anulares y la menor cantidad de materiales del sustrato. Asimismo señalan como fenómenos que acompañan las dinámicas eruptivas freatomagmáticas, los procesos de fluidización y de subsidencia anular pericratérica.

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. De ambos destaca el primero (EV1) 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 compo-

nen la serie estratigráfica terciaria; por otra, la distribución homogénea de aquéllos por las diversas subcuencas que configuran la comarca volcánica. Por el contrario, el segundo período (EV2) se distingue, a tenor de los datos obtenidos hasta la fecha, por su reducida intensidad y duración, así como por su escasa repercusión 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. En ellas se labraron los únicos cráteres explosivos pertenecientes al límite del Plioceno inferior al superior, cuyas formas son reconocibles en la actualidad.

a. Cráter explosivo de Las Higuieruelas

Se sitúa a 3 ó 4 km al E de la villa de Alcolea de Calatrava, aproximadamente 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 estrombolianos, de edad más reciente, denominados Cabezo del Moro y Juan de la Puerta respectivamente (Fig. 29).



Fig. 29. Vista del cráter explosivo de Las Higuieruelas desde el borde suroriental. El cultivo de maíz recubre el fondo de la depresión cratérica.

De los cráteres explosivos pliocenos que aquí analizamos el de Las Higuieruelas es, sin duda, el más interesante y singular, pues en él se halla 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 volcanológicas de su entorno. Constituye, pues, una excepción respecto a los otros volcanes, toda vez que nuestra referencia del mismo no es inédita, al haber sido citado en otros trabajos (HOYOS et al., 1986). Sin embargo, sí lo es la interpretación morfoeruptiva, como tendremos ocasión de comprobar, al concebirlo como un cráter explosivo o *maar*, frente a la estimación de los geólogos como caldera volcánica (HOYOS et al., 1986).

a.1.- El descubrimiento del yacimiento paleontológico y las primeras investigaciones geológicas

Su hallazgo 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 y PEREZ, 1971), de marcado carácter paleontológico, se identifican los restos faunísticos hallados como *Anancus arvernensis*, *Hipparion rocinantis*, *Cervus s.p.*, *Gazella sp. c.f. Brevicornis* y 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*, prueba inequívoca que le permitía asegurar que el yacimiento se situaba bien en el Rusciniense o en el Villafranquiense inferior. Posteriormente, durante la reanudación de las excavaciones en 1979, llevadas a cabo merced a la ayuda de E. Bone y de la Diputación de Ciudad Real, se propone para la fauna una edad rusciniense, al rechazarse la posibilidad de su pertenencia al Villafranquiense inferior (MAZO et al., 1980).

a.2.- La interpretación geológica del yacimiento como caldera volcánica: argumentos y dataciones

Desde los primeros informes de la década de los setenta hasta los trabajos de comienzos de los ochenta hay clara unanimidad en interpretar geológicamente

gicamente que el yacimiento se halla alojado en un sinclinal de pequeñas dimensiones, en el que los niveles fosilíferos presentan un ligero buzamiento de 15 a 20°. Por consiguiente, los estudios efectuados hasta inicios 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, por parte de un equipo de geólogos coordinado por M^a T. Alberdi, la necesidad de estudiar detalladamente la geología del área, incluyendo aparte de los aspectos paleontológicos otros de carácter sedimentológico, bioestratigráfico y petrológico. Llevándose a cabo, al mismo tiempo, dataciones radiométricas de K/Ar de los materiales volcánicos presentes en el yacimiento⁸.

Aparte de los últimos hallazgos de índole paleontológica y bioestratigráfica, revelan nuevas interpretaciones acerca de las características 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 y distinguen un total de cinco fases en la evolución genética. Después de una primera etapa de sedimentación en 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 (HOYOS et al., 1986).

Seguidamente se reestablece un nuevo sistema de charcos y lagunas ligado a procesos de hundimiento de la subcuena y quizá a colapsos del fondo de la antigua caldera. Las condiciones de estas charcas son variables siendo al final los bordes muy someros al O y más profusos al E. Este período de sedimentación se vió afectado indirectamente por una erupción volcánica procedente esta vez de uno de los volcanes adyacentes. Los materiales volcánicos emitidos, fundamentalmente piroclásticos, se depositaron en la laguna hallándose actualmente entremezclados con los sedimentos lacustres y los fósiles de mamíferos. Para estos piroclastos las mediciones radiométricas 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 otro colapso de la caldera bascula y disloca el conjunto de los depósitos sedimentarios unos 20° hacia el E (HOYOS et al., 1986).

Por otro lado, los análisis paleontológicos confirman que el *Hipparion rocinantis*, especie más representativa del yacimiento, pertenece al mismo nivel bio-

⁸ Los resultados de dicha investigación se concretan en tres comunicaciones presentadas en 1984 a 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*.

estratigráfico que los de la Puebla de Almuradiel (Toledo) y de Villarroya (Logroño). Esta especie de *Hipparion* de tipo caballino había sido considerada en aquellos 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 (ALBERDI et al., 1986). 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, las dataciones radiométricas de K/Ar de los materiales volcánicos entremezclados con los restos paleontológicos y el propio elenco de fósiles faunísticos conllevan a definir el yacimiento como perteneciente al Villafranquiense inferior.

Sin embargo, debemos reseñar algunas ambigüedades detectadas en la investigación, relativas a las mediciones de K/Ar, que nos obligan a ser cautelosos a la hora de aceptarlas, sin descartar en último termino su posible revisión. Aquéllas fueron incluso manifestadas por los que llevaron a cabo las comprobaciones radiométricas, 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 a 3,5 millones de años...” y más adelante: “...en este caso, en realidad, una pequeña contaminación de hidrocarburos puede falsear la medida” (BONADONNA y VILLA, 1986, p. 252). Esta reserva está además plenamente justificada, puesto que existen precedentes de correcciones de las edades radiométricas obtenidas en yacimientos de similares características en la zona volcánica de Auvernia⁹. En el caso que nos ocupa el grado de incertidumbre es aún mayor si tenemos en cuenta que las muestras analizadas tenían un alto índice de contaminación por hidrocarburos. Sólo así puede explicarse que en las primeras mediciones radiocronológicas de K/Ar se lograran edades para este yacimiento de apenas un millón de años¹⁰.

Además según comunicación de la Dra. Ana Mazo, directora de las excavaciones paleontológicas de la comarca volcánica, hay indicios vehementes para revisar la edad del yacimiento, que lo retrotraería a fechas más recientes, presumiblemente al Villafranquiense medio.

⁹ 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) y, por último, los 2,6 mill. de años de Ly Meng Hout et al. (1982).

¹⁰ Las edades aportadas por K/Ar para las dos coladas superiores de los volcanes contiguos de Juan de la Puerta y Cabeza del Moro fueron respectivamente de 1,1 y 0,015 mill. de años, mientras que el yacimiento de las Higuieruelas fue de apenas 1 mill. de años.

Por otra parte, la interpretación morfogenética de la depresión de Las Higueruelas como una caldera volcánica con varias fases de subsidencia no explica la formación de dicha caldera ni tampoco a qué responden los diversos hundimientos acaecidos, achacándolos 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, aseveran 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 Higueruelas 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).

a.3.- La formación del maar: formas y depósitos freatomagmáticos

En Las Higueruelas hemos comprobado dos hechos que consideramos básicos para lograr una correcta explicación. En primer lugar, no sólo las rocas calcáreas del borde oriental de la depresión donde se sitúa el yacimiento están basculadas 30° E, sino que todo el conjunto de materiales que la circunda está dislocado, hallándose las calizas ruscinienses basculadas en todo su perímetro con buzamientos periclinales y convergentes (de 30° N, 30° E, 40° E, 45° S y 35° ONO) hacia el centro de la hondonada.

En segundo lugar, se observan depósitos freatomagmáticos alrededor del borde oriental y meridional de la hondonada, fosilizados por las coladas lávicas pahoehoe emitidas por los volcanes Cabezo del Moro y Juan de la Puerta. En el borde oriental, las oleadas piroclásticas húmedas se sitúan exactamente encima de las calizas ruscinienses basculadas 35° O-ONO y a su vez sobre aquéllas reposa la primera colada pahoehoe expelida en dirección a poniente por el aparato volcánico Cabezo del Moro. Las oleadas tienen una estructura caótica con litologías muy heterométricas formadas por materiales piroclásticos y fragmentos del sustrato. Entre los primeros se observan cenizas y lapillis de pequeñas dimensiones, escorias y bombas pequeñas; a propósito de los segundos abundan las cuarcitas y cuarzos de tamaño muy dispar, 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 entre 1 y 2 m.

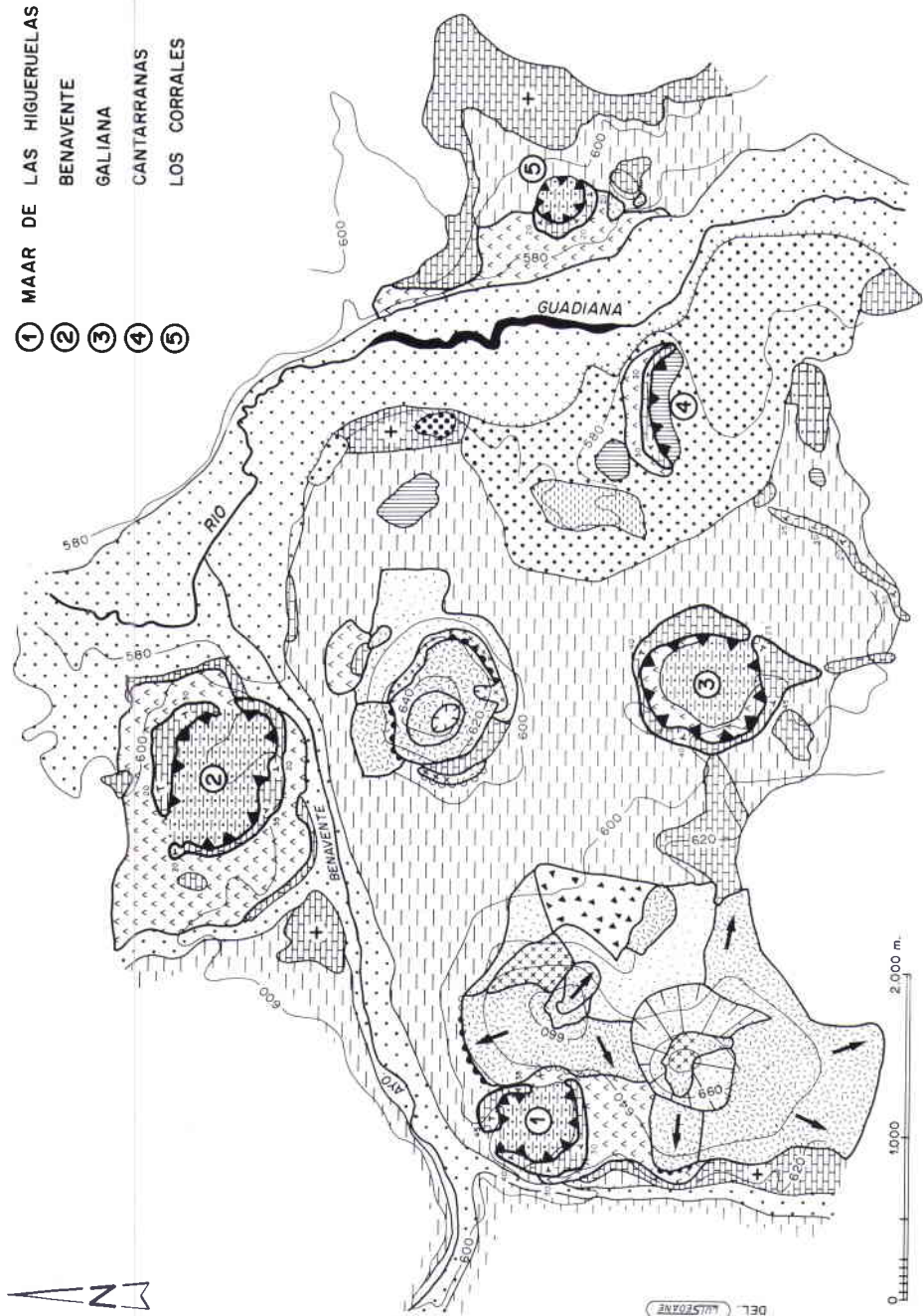
Por el contrario, las oleadas húmedas meridionales desplazadas más de 600 m del borde de la depresión, se localizan entre las calizas tableadas ruscinienses y la colada pahoehoe occidental del edificio de Juan de la Puerta, cerca de la margen izquierda del arroyo de los Guedos. Estos materiales constituyen un depósito caótico y masivo que supera los 12 m de espesor, compuesto por tobas cineríticas con predominio de lapillis y cenizas, acompañado de líticos del sustrato especialmente esquistos y, en menor medida, calizas y cuarcitas.

Así pues, la constatación de que la depresión se halla definida, por un lado, de calizas ruscinienses basculadas con buzamientos periclinales y convergentes y, de otro, por retazos dispersos de oleadas piroclásticas húmedas clarifica inequívocamente que esos testimonios están estrechamente relacionados entre sí. En efecto, tanto la apertura de esa hondonada como la dislocación de las calizas y la deposición de las oleadas piroclásticas son fenómenos correlativos, originados a partir de una erupción freatomagmática. Durante el transcurso de la misma debido a la interacción de magma y agua de un manto freático tiene lugar una explosión muy violenta que entalla, sobre las calizas ruscinienses, una depresión cratérica circular de unos 450 m. de diámetro (Fig. 30). A la vez se genera una nube eruptiva anular y turbulenta que transporta en suspensión una elevada cantidad de fragmentos del sustrato (esquistos, calizas y cuarcitas) y también piroclastos, al desplazarse a ras de suelo y a gran velocidad.

Como resultado en las inmediaciones de Las Higueruelas se deposita una oleada piroclástica basal de tipo húmeda, dada la cantidad excesiva de agua que contacta con el magma y la baja temperatura de la nube eruptiva, por lo que parte del vapor se convierte en agua durante el transporte. Se inicia posteriormente a partir de fracturas anulares la subsidencia de las márgenes del cráter que culmina con el basculamiento periclinal y convergente de 30 a 40° de la cobertera calcárea, habiéndose desencadenado el proceso a raíz de la distensión posteruptiva y compactación de las oleadas húmedas.

Por consiguiente, es impropio referirse a este tipo de evento como si se tratase de un colapso o desplome del techo de la cámara magmática, tras el vaciamiento del reservorio, común en la formación de las calderas. Más bien estamos ante un fenómeno volcanotectónico marginal y de pequeña magnitud, constreñido al reajuste subsidente pericratérico y diatrémico, muy frecuente por lo demás en los edificios resultantes de erupciones freatomagmá-

- ① MAER DE LAS HIGUERUELAS
- ② BENAVENTE
- ③ GALIANA
- ④ CANTARRANAS
- ⑤ LOS CORRALES



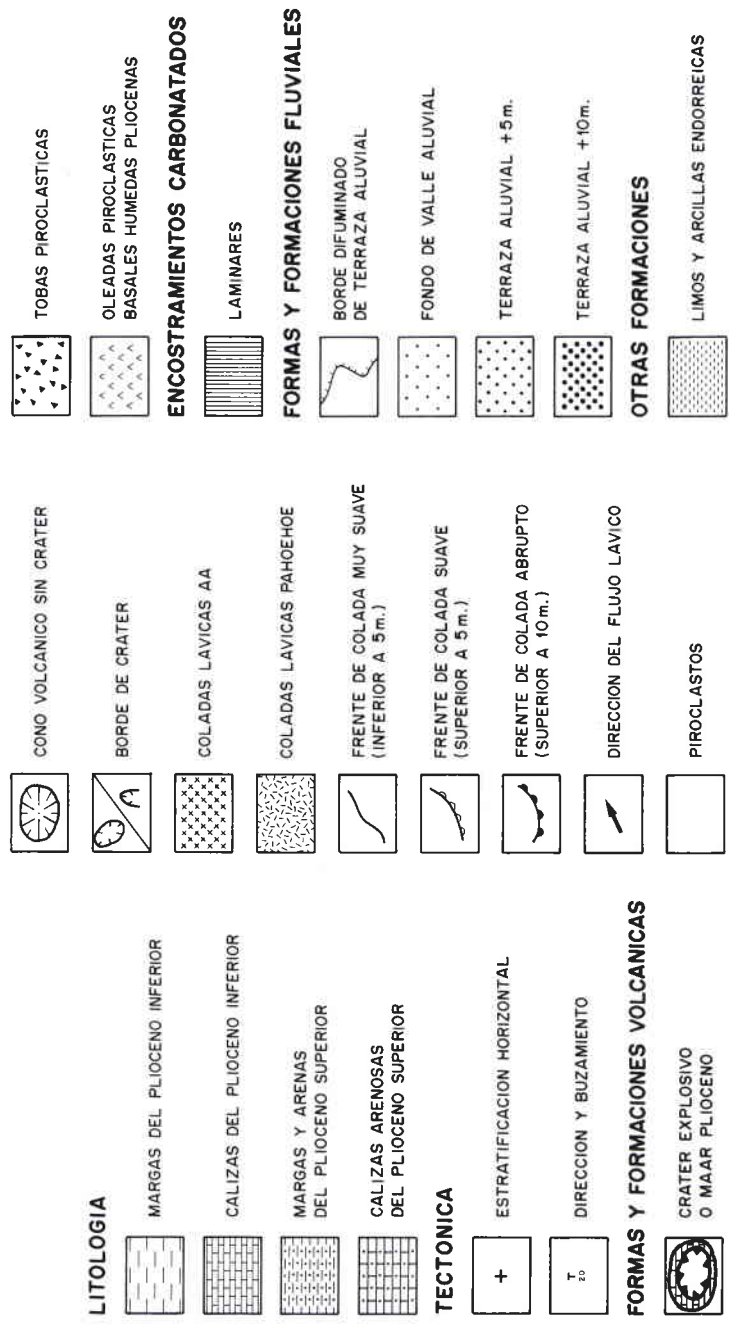


Fig. 30. Esquema geomorfológico de los cráteres explosivos pliocenos y de los volcanes estrombolianos villafranquenses de la subcuenca de Alcolea de Calatrava.

ticas (HEARN, 1968; FRANCIS, 1970; LORENZ, 1971 y 1973; PETERLONGO, 1978; CAMUS et al., 1980 y 1982). En último término, las primeras emisiones lávicas de los edificios volcánicos del Cabezo del Moro y Juan de la Puerta fosilizan los depósitos freatomagmáticos expelidos desde el cráter explosivo de Las Higueruelas.

Para concluir, si tenemos en cuenta que las dimensiones de la depresión circular de Las Higueruelas no superan los 450 m de diámetro y los 15 m de profundidad, comprobaremos que ni siquiera las definiciones del término caldera enunciadas en los tratados de volcanología al uso pueden aplicarse, despejándose así cualquier resquicio de duda¹¹.

a.4.- Secuencia morfoeruptiva

La interpretación morfológica de Las Higueruelas como un cráter explosivo o *maar* comporta la elaboración de una nueva secuencia morfoeruptiva que explique la presencia del yacimiento paleontológico más importante de la comarca volcánica.

En ella distinguimos varias etapas de actividad volcánica que alternan con períodos de calma y sedimentación lacustre, que transcurren a lo largo del Plioceno inferior y superior (Fig. 31). El primer episodio eruptivo se produjo efectivamente sobre un área lacustre donde se había iniciado la sedi-

¹¹ El término caldera es, sin duda, uno de los más confusos y controvertidos en la actual literatura volcánica. 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 aceptación 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 *maares*, *tuff rings* o *tuff cones*, hayan sido catalogados a menudo como tales.

En un trabajo reciente, Carmen Romero (1991) analiza la polémica establecida en torno al concepto de caldera, así como sobre los elementos morfológicos que las configura 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 hacia fuera; 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, toda vez 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».

mentación neógena de margas y calizas. La actividad volcánica presentó manifestaciones freatomagmáticas como consecuencia del contacto entre magma y agua. El resultado fue una violenta explosión que labró una pequeña depresión sobre los materiales depositados en la laguna y la formación de un nube eruptiva rasante (*base surge*) que desplazó en suspensión a los materiales del sustrato precámbrico y paleozoico (esquistos, pizarras y cuarcitas), depositándolos en forma de oleadas piroclásticas húmedas en los alrededores de la laguna. Dichos depósitos freatomagmáticos localizados en los tramos inferiores de la columna estratigráfica de Las Higueruelas apenas superan los 2 m. de espesor, testimonio verosímil de que la actividad no duraría demasiado tiempo.

Esta erupción volcánica según los datos radiométricos tenía lugar hace 4,8 mill. de años, es decir, en torno al Plioceno inferior (BONADONNA y VILLA, 1986). Se corresponde, por tanto, con la primera etapa de actividad volcánica (EV1) 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 interestratificados en la serie sedimentaria neógena.

En la depresión cráterica 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 facies dolomicríticas, intradolomicríticas e intrabiadolomicríticas (HOYOS et al., 1986).

Tras la deposición de las calizas ruscinienses acontece una segunda etapa eruptiva (EV2) definida, al igual que la anterior, por una actividad volcánica de tipo freatomagmática, dominada íntegramente por la unión explosiva de magma y agua de un manto freático. Durante el paroxismo se producen intensos y enérgicos estallidos que engendran nubes eruptivas anulares, las cuales transportan en suspensión fragmentos angulosos y heterométricos de esquisto, pizarra y cuarcita, además de piroclastos. Así pues, los materiales freatomagmáticos se depositan en forma de oleada piroclástica húmeda en las inmediaciones del nuevo edificio volcánico, que se singulariza morfológicamente por una depresión circular de 450 m. de diámetro y orlada de calizas ruscinienses con buzamientos periclinales y convergentes de unos 30 a 40°. Esta dislocación es producto de una manifestación volcanotectónica de carácter local, causada por el reajuste del borde del cráter y de la diatrema, a través de fracturas anulares o concéntricas, en respuesta a la distensión posteruptiva y compactación de los materiales freatomagmáticos subyacentes. Se trata, pues, de un *maar* cuyos depósitos correlativos, constituidos por

las oleadas mencionadas, se hallan dispuestos sobre las calizas basculadas que bordean la depresión cratérica.

Finalmente, sobre la hondonada prosigue durante el Plioceno superior la deposición lacustre. En este lapso de tiempo la laguna cratérica de Las Higuieruelas es afectada indirectamente por otro episodio eruptivo (EV3) que, acaecido a unos 350 m. al E, configura el edificio volcánico del Cabezo

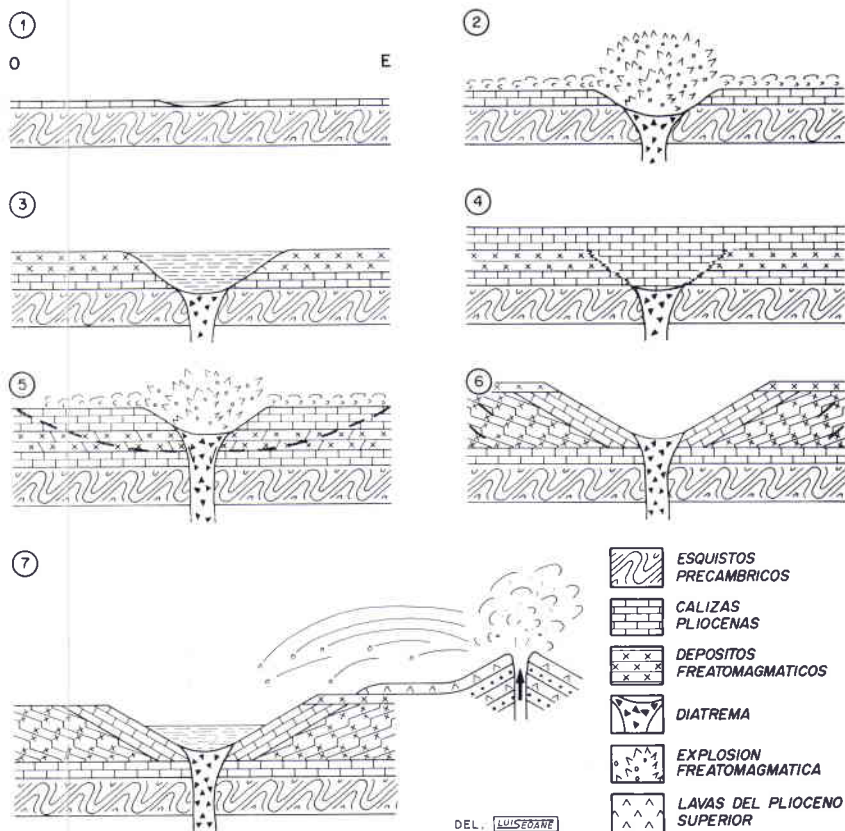


Fig. 31. Reconstrucción genética del cráter explosivo de Las Higuieruelas: 1.- Sedimentación a comienzos del Plioceno inferior. 2.- Primera etapa eruptiva freatomagmática (EV1). 3.- Sedimentación lacustre en la depresión cratérica. 4.- Colmatación del cráter explosivo de calizas roscinienses. 5.- Segunda etapa eruptiva freatomagmática (EV2) con formación de una nueva depresión cratérica. 6.- Reajuste volcano-tectónico del borde del cráter. 7.- Erupción estromboliana (Villafranquiense inf.-medio) que edifica el aparato Cabezo del Moro y colmata el cráter explosivo de Las Higuieruelas.

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, provocando la muerte de la fauna de mastodontes, gacelas, ciervos e hipopótamos allí establecida. Al unísono, el volcán Cabezo del Moro emite una colada lávica que se expande en abanico hacia la orilla de la charca, cerrándola por el lado oriental. Así pues, este primer nivel lávico fosiliza la oleada piroclástica húmeda concomitante a la formación del cráter explosivo de Las Higuieruelas.

En consecuencia, podemos considerar la erupción del volcán Cabezo del Moro como el tercer episodio volcánico (EV3) dentro 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 las bombas y escorias entremezcladas, 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 mill. de años, es decir, en torno al Plioceno superior basal o Villafranquiense inferior (BONADONNA y VILLA, 1986).

Casi simultáneamente se producía otra manifestación eruptiva de tipo estromboliano (EV3), 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 también gran parte de las oleadas piroclásticas húmedas expulsadas por el cráter que nos ocupa.

En resumen, 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 (EV1) sucedió según las dataciones radiométricas hace 4,8 mill. de años, a saber, en el Plioceno inferior (BONADONNA y VILLA, 1986). Se distingue por 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 (EV2) freatomagmática que labra sobre dichas calizas un nuevo *maar*. La hondonada cratérica es ocupada por una laguna cuyo hábitat permite la pervivencia de una importante comunidad faunística. Cronológicamente esta segunda etapa volcánica se sitúa a fines del Plioceno inferior o en la transición al Plioceno superior.

- c) Por fin, un tercer suceso eruptivo (EV3) de estilo estromboliano construye casi simultáneamente dos nuevos centros emisores en las inmediaciones de Las Higuieruelas. Nos referimos al Cabezo del Moro situado a 300 m al levante y al Juan de la Puerta a 900 m al Sur. La proyección de bombas volcánicas, escorias y lapillis alcanza la laguna facilitando la muerte de la fauna, a la vez que se depositan entremezcladas con las margas y calizas del Plioceno superior.

La actividad eruptiva de los edificios estrombolianos contiguos se inicia de acuerdo con las dataciones radiométricas de los productos volcánicos en torno a 3,82 a 3,52 mill. de años, esto es, en el Plioceno superior basal o el Villafranquiense inferior (BONADONNA y VILLA, 1986). No obstante, teniendo en cuenta los indicios paleontológicos reseñados es posible que el tercer episodio pueda retrotraerse cronológicamente al Villafranquiense medio. En cualquier caso, el ciclo de la secuencia morfoeruptiva de Las Higuieruelas finaliza con el relleno sedimentario de la laguna volcánica, acontecimiento contemporáneo de las primeras emisiones lávicas procedentes del Cabezo del Moro y Juan de la Puerta.

b. Cráter explosivo de Benavente

Se halla 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 que adopta dicho nombre. Está delimitado al E por el valle del río Jabalón y al O y mediodía por el arroyo de Benevente.

Sus dimensiones superan al resto de los cráteres explosivos objeto de estudio. Cuenta, en efecto, con una depresión circular cuyo diámetro alcanza los 900 m y una profundidad de 20 m (Véase fig. 30).

El *maar* de Benavente se entalla en las calizas ruscinienses que cuentan con estructuras laminares y tobáceas y tramos calcoareníticos en el muro. El conjunto alcanza una potencia que oscila entre 2 y 5 m de la margen occidental 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 ordenadas en bancos de 50 a 60 cm.

De la secuencia expuesta puede deducirse dos etapas volcánicas que coinciden tanto cronológica como eruptivamente con las sucedidas en Las Higuieruelas. La primera (EV1) tiene lugar con anterioridad a la deposición de las calizas ruscinienses, esto es, entre el Mioceno superior y el Plioceno

inferior. Se caracteriza por una actividad freatomagmática que deposita oleadas piroclásticas húmedas, derivando posteriormente hacia una dinámica estromboliana con exiguas proyecciones piroclásticas. Por último, después de la deposición de las calizas ruscienses, esto es, a finales del Plioceno inferior y comienzos del Plioceno superior, tiene lugar el segundo acontecimiento eruptivo (EV2) también de connotaciones freatomagmáticas en el que se genera el *maar*. En efecto, dicha explosión labró en las calizas ruscienses una depresión circular de 900 m de diámetro. Seguidamente comienza, como sucediera en Las Higuieruelas, un proceso volcanotectónico consistente en la ligera subsidencia de la diatrema, merced a la apertura de fracturas anulares y la deshidratación y compactación de los materiales freatomagmáticos, en especial, de las oleadas basales húmedas pericratéricas. Al mismo tiempo, se produce el basculamiento de las calizas que configuran el borde del cráter explosivo, al ceder ante el hundimiento de los materiales que las sustentan. Esto explica que adopten un buzamiento periclinal y convergente con inclinaciones de hasta 35 y 40°.

Por último, en la depresión del *maar* se forma durante el Plioceno superior un sistema lacustre, con deposición de margas y arenas, que permitiría la existencia de un importante elenco faunístico como el de Las Higuieruelas. En consecuencia, estas depresiones cratéricas ocupadas por ambientes lacustres son, en puridad, las áreas más propicias para hallar nuevos yacimientos paleontológicos, que pueden arrojar datos relevantes para despejar las incógnitas aún no desveladas.

Conviene resaltar que en las inmediaciones de este cráter explosivo no se conservan oleadas piroclásticas, por lo que es probable que tales depósitos hayan sido desmantelados, al no estar fosilizados por coladas lávicas como en Las Higuieruelas. No obstante, tampoco puede descartarse que los materiales freatomagmáticos correlativos a la formación del *maar* de Benavente estén dispersos alrededor de la depresión junto con los originados durante el primer episodio volcánico.

c. Cráter explosivo de Galiana

Se aloja en la subcuenca de Alcolea de Calatrava, a 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. 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°, que convergen hacia el centro de la hondonada. Carece como los restantes del anillo de tobas cineríticas típico de los *maares* calatraveños cuaternarios (Véase fig. 30). Ello no ha de extrañarnos pues estas orlas anulares freatomagmáticas son fácilmente desmantelables y además el tiempo transcurrido desde el acontecimiento volcánico ha sido muy prolongado. Sin embargo, se han preservados retazos de depósitos freatomagmáticos distribuidos en aureola en el interior del cráter, los cuales se componen de fragmentos de pizarra y cuarcita muy angulosos y de tamaño milimétrico.

La formación del cráter explosivo tuvo lugar a raíz de un episodio eruptivo de tipo freatomagmático producido a finales del Plioceno inferior, concretamente en el tránsito del Plioceno inferior al superior (EV2), acompañado de un mecanismo de subsidencia pericratérico y diatrémico -mediante fracturas anulares- como efecto de la deshidratación y compactación de los materiales freatomagmáticos subyacentes y alojados en el conducto volcánico. Sólo así se explica el basculamiento periclinal de las calizas hacia el centro de la depresión.

Durante el Plioceno superior se forma en ella una zona lacustre donde se sedimentan arenas, margas y calizas que colmatan parte de la misma. Al mismo tiempo, estas condiciones favorecerían el paso por la laguna de una importante comunidad faunística, por lo que estimamos a este *maar* como otro de los lugares con 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 correspondientes, según parece, a un *Anancus arvernensis*.

d. Cráter explosivo de Cantarranas

Este edificio volcánico, cuyo nombre corresponde a la quintería establecida en su borde suroriental, está situado a un kilómetro al E del *maar* de Galiana, concretamente, en la margen derecha del río Guadiana.

El *maar* se compone de una hondonada cratérica semicircular abierta en las calizas ruscinienses de facies laminares y tobáceas basculadas unos 30° SE. La presencia en el borde septentrional y meridional de depósitos freatomagmáticos evidencia que la apertura de la depresión fue debida a una actividad de estilo freatomagmático, acontecida en el límite del Plioceno inferior al superior (EV2). Tras ésta sucede la subsidencia del borde del cráter y de la diatrema que culmina con la dislocación y basculamiento periclinal de

las calizas superiores (Véase fig. 30), motivada por la distensión posteruptiva y compactación de las oleadas piroclásticas húmedas.

Esta erupción freatomagmática ocurrida en Cantarranas daña las calizas ruscinienses que desde el extremo occidental del cráter se prolongan hasta la villa de Valverde, buzando en conjunto de unos 20 a 35°.

Una prueba irrefutable que constata la riqueza paleontológica de estos *maeres* 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. stenonis*, *Cervidae indet.*, *Bovidae indet.* y *Elephantidae indet.*; además de de roedores, reptiles y peces. El hallazgo de un molar superior de *Equus cf. stenonis* permite situar cronológicamente este yacimiento en el Villafranquiense medio (ALBERDI et al., 1986).

e. Cráter explosivo de Los Corrales

Se halla en la intersección de la subcuenca de Alcolea de Calatrava y de Ciudad Real, concretamente en la margen izquierda del río Guadiana, entre el cráter explosivo de Cantarranas al O y el Cerro de Los Corrales al E. Se trata, sin duda, del *maar* más pequeño pues cuenta con una depresión circular de apenas 300 m de diámetro y 5 m de profundidad.

La actividad volcánica se desarrolla en dos etapas eruptivas. La primera que corresponde al Mioceno superior-Plioceno inferior (EV1) cuenta con dos estilos eruptivos: el inicial de tipo extrusivo que origina pequeños apuntamientos lávicos y el ulterior de características freatomagmáticas durante el cual se depositan oleadas piroclásticas húmedas. En cualquier caso, de esta fase lógicamente no se conservan formas volcánicas al quedar fosilizadas bajo más de 5 m de calizas ruscinienses.

Un segundo suceso freatomagmático reanuda la dinámica entre finales del Plioceno inferior y comienzos del superior (EV2), logrando la apertura de la depresión tras la cual comienza la subsidencia volcanotectónica del borde del cráter y de la diatrema. Así pues, el cráter explosivo se caracteriza morfológicamente por una hondonada circular, sin borde anular tobáceo, orlada de calizas dislocadas con buzamientos periclinales y convergentes de 15 a 20° (Véase fig. 30).

f. Cráter explosivo de La Encomienda

Está situado en la subcuenca de Corral de Calatrava a unos 600 m. del km. 185 de la C.N. Ciudad Real-Puertollano, próximo a la cantera de Los

Egidos. Adquiere su nominación precisamente de la quintería levantada en el borde oriental del cráter explosivo. Al norte lo delimitan las coladas lávicas del volcán de la Higueruela.

Las calizas ruscinienses sobre las que se labra el *maar* de la Encomienda, con estructuras laminares y tobáceas, aparecen completamente dislocadas con buzamientos periclinales y convergentes de 30 y hasta 40°. Por contra, en Los Egidos y en la Loma de los Llanos, a sólo 500 y 1000 m de distancia respectivamente, tales calizas se hallan coronando la serie neógena en posición tabular. Lo mismo sucede en el centro de la subcuenca de Corral, a 3 km del cráter de la Encomienda, donde culminan estructuras acclinales en forma de pequeñas mesas (Fig. 32).

Teniendo en cuenta estas evidencias 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 son resultado de una explosión volcánica de tipo freatomagmática capaz de destruir el roquedo situado en el lugar exacto de la erupción, produciéndose ulteriormente el reajuste volcanotectónico del borde del cráter, mediante fracturas anulares, como respuesta a la distensión posteruptiva y compactación de los materiales subyacentes. De esta manera, se origina una depresión cratérica de planta circular y orlada por calizas basculadas con inclinaciones periclinales y convergentes de 10 a 40°.

El primer episodio freatomagmático (EV1) sobrevino entre el Mioceno superior y el Plioceno inferior, formándose oleadas piroclásticas húmedas que se conservan en los contornos de la Encomienda, precisamente bajo las calizas ruscinienses del cráter explosivo. Tales oleadas se caracterizan por su estructura caótica y variedad litológica: desde fragmentos de caliza, cuarcita y pizarra todos ellos angulosos hasta materiales piroclásticos (bombas volcánicas de 10-15 cm y bloques de hasta 50 cm) muy compactados por una matriz calcítica.

Por último, la segunda dinámica freatomagmática acaece tras la deposición de las calizas ruscinienses que completan la serie estratigráfica neógena de la subcuenca, es decir, en la transición del Plioceno inferior al superior.

Las dimensiones del *maar* son relativamente grandes con un diámetro de 750 m y una profundidad en torno a 10 m. El fondo del cráter tiene forma plana y está recubierto por abundantes costras carbonatadas laminares de 15 a 20 cm de espesor y por abundantes fragmentos de cuarcita y pizarra angulosos y heterométricos.

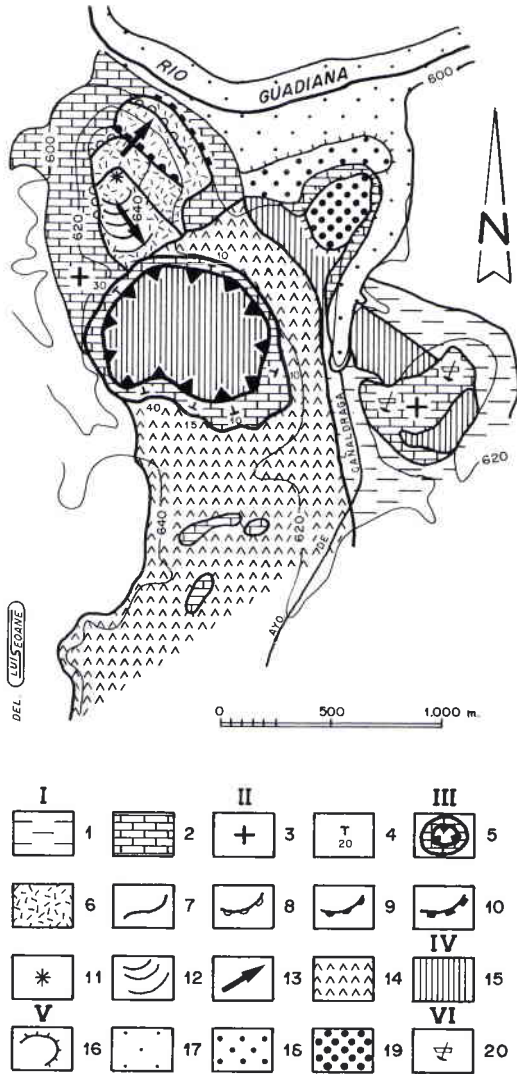


Fig. 32. Esquema geomorfológico del cráter explosivo de La Encomienda. Leyenda: I.- Litología: 1. Margas del Plioceno inferior; 2. Calizas del Plioceno inferior. II.- Tectónica: 3. Estratificación horizontal; 4. Dirección y buzamiento. III.- Formas y formaciones volcánicas: 5. Cráter explosivo; 6. Coladas 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 fluvial; 17. Fondo de valle aluvial; 18. terraza aluvial +5 m.; 19. Terraza aluvial +20 m.; VI.- Formas de origen antrópico: 20. Canteras.

C. Conclusión

En definitiva, distinguimos un total de tres etapas eruptivas acontecidas en las subcuencas centrales del Campo de Calatrava durante el período de sedimentación neógena (Cuadro I). 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, por ejemplo, del primer período (EV1) 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 (EV2), acaecido a fines del Plioceno inferior o en su transición al Plioceno superior, disponemos de 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 cratéricas de forma circular, semicircular o de media luna, orlados en todo su perímetro por calizas ruscinienses basculadas, con buzamientos periclinales y convergentes hacia el centro de la hondonada. Carecen, sin embargo, del típico anillo tobáceo volcánico tan característico de los *maares* pleistocenos.

Por otro lado, las dislocaciones 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 volcanotectónico locales o marginales, que consisten en la subsidencia pericratérica y diatrémica 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 colapso de caldera (IGME, 1988). Téngase en cuenta que en las oleadas piroclásticas húmedas son frecuentes las deformaciones post-deposicionales en *slumps*, *megarriples* y fallas normales por mecanismos de deshidratación y compactación, debido a la presión ejercida por los materiales suprayacentes. Estos a su vez sufren pequeñas dislocaciones al adaptarse a la disposición adquirida por los depósitos sobre los que reposan.

Por otro lado, las calizas ruscinienses sedimentadas sobre oleadas piroclásticas húmedas alejadas de los cráteres explosivos, adoptan basculamientos con direcciones heterogéneas y anárquicas. Por contra, las deformaciones periclinales y convergentes de las calizas ruscinienses que circundan las depresiones responden a la apertura a partir de erupciones freatomagmáticas de cráteres explosivos, tras la cual se produce la subsidencia del borde del

CUADRO I

ETAPAS VOLCANICAS ACONTECIDAS DURANTE EL NEOGENO EN EL CAMPO DE CALATRAVA

| Etapas | Edad | Mecanismos eruptivos | Características morfológicas | Subcuencas |
|--------|---|-------------------------------------|---|---------------------------|
| EV3 | Villafranquiense Inferior-medio | Estrombolianos | Formación de volcanes mixtos prototipos representados por Cabezo del Moro y Juan de la Puerta | Alcolea |
| EV2 | Límite Plioceno inferior-superior | Freatomagmáticos | Apertura de cráteres explosivos o maares: Las Higuieruelas, La Encomienda, Los Corrales, Galiana, Benavente y Cantarranas | Alcolea y Corral |
| EV1 | Límite Mioceno superior-Plioceno inferior | Freatomagmáticos | Depósitos de oleadas piroclásticas secas y húmedas interestratificados entre la F.D.B. y margas y calizas rusciñenses | Poblete, Alcolea y Corral |
| | | Freatomagmáticos- estrombolianos | Oleadas piroclásticas húmedas-piroclastos | Alcolea |
| | | Efusivos-freatomag- máticos | Coladas lávicas-oleadas húmedas | Alcolea |

cráter y de la diatrema. Dicha subsidencia es resultado de la distensión post-eruptiva que favorece la apertura de fracturas anulares, así como de la deshidratación y compactación de las oleadas piroclásticas húmedas que sustentan las calizas del borde cratérico y rellenan el conducto volcánico. Como consecuencia se produce la acomodación de la cobertera calcárea que conforma el borde cratérico a la nueva posición de los materiales infrayacentes, originándose así el basculamiento de las calizas hacia el interior del cráter explosivo.

Estos *maares* o cráteres explosivos han conformado durante el Plioceno superior un importante conjunto lacustre donde se producía la sedimentación de arenas, margas y calizas, de ahí que estas depresiones colmadas tengan escasa profundidad y el fondo plano. En cualquier caso, las inmejorables condiciones ecológicas de estos humedales permitía la instalación y pervivencia de importantes comunidades faunísticas. Por ende, es lógico considerar a estos cráteres explosivos como posibles reservas de yacimientos paleontológicos.

Por último, la tercera etapa volcánica (EV3) experimenta 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 evolución morfológica del *maar* de Las Higuieruelas.

3. MORFOLOGIA DE LOS APARATOS VOLCANICOS VILLAFRANQUIENSES Y PLEISTOCENOS

Las formas volcánicas de edad pliocuaternaria y pleistocena son más variadas que las originadas durante el período neógeno, debido a que también hay mayor diversidad de estilos eruptivos y cambios de comportamiento durante la dinámica volcánica. En efecto, aparte de los mecanismos freatomagmáticos y freáticos tienen lugar manifestaciones explosivas, estrombolianas y efusivas, al tiempo que varias de estas modalidades pueden sucederse en el transcurso de una erupción monogénica. Por consiguiente, en el lapso de tiempo que va desde el Pliocuaternario hasta el Pleistoceno medio-superior se suman a los cráteres explosivos pliocenos con subsidencia pericratélica y diatrémica, *maares* con borde anular y sin él, volcanes estrombolianos, conos piroclásticos y edificios lávicos de tipo cabezo, negrízal y castillejo.

A. Cráteres explosivos o maares

Los cráteres de origen freatomagmático constituyen, sin ambages, los volcanes más peculiares que se hallan en el Campo de Calatrava. Estas

depresiones cratéricas representan las mayores formas de destrucción volcánica pues algunas de ellas alcanzan 1,5 km de diámetro. Al mismo tiempo, podemos señalar sin temor a equivocarnos que en esta zona volcánica se localiza tanto a nivel peninsular como insular el mayor número de esta modalidad de aparatos. Ahora bien, estos edificios freatomagmáticos se reducen aquí a cráteres explosivos o *maares*, sin representación de *tuff rings* y *tuff cones*.

No obstante, desde el punto de vista morfológico diferenciamos tres tipos de *maares*: aquéllos que experimentan una subsidencia volcano-tectónica pericratérica y diatrémica, cráteres explosivos con borde anular de depósitos freatomagmáticos y cráteres sin anillo tobáceo freatomagmático.

Los primeros como hemos analizado en el epígrafe anterior son los centros eruptivos de mayor antigüedad, correspondientes al límite Plioceno inferior-superior, labrados sobre calizas ruscinienses. Estas rocas que perfilan el borde cratérico se hallan basculadas en derredor de la depresión cratérica y tienen buzamientos convergentes hacia el centro de la hondonada. Estas dislocaciones son efecto de la subsidencia de índole volcanotectónica del cráter y del diatrema como consecuencia de la distensión posteruptiva, deshidratación y compactación de las oleadas piroclásticas húmedas que sustentan el contorno del cráter y rellenan el conducto volcánico. De este modo preciso se produce la acomodación de la cobertera calcárea a los materiales infrayacentes deformados, originándose así el basculamiento de las calizas hacia el interior del cráter explosivo.

Por contra, los cráteres explosivos o *maares* con anillo tobáceo freatomagmático o carente de él, de edad probablemente cuaternaria, tienen unas dimensiones mayores y constan de depresiones con forma circular, media luna o semielíptica y de fondo llano o en embudo, labradas de 40 a 120 m por debajo de la superficie topográfica preeruptiva. Los materiales freatomagmáticos expelidos durante la explosión son transportados en suspensión mediante una nube anular (*base surge*), que se desplaza a ras de suelo y a velocidad supersónica. Esta nube eruptiva en las zonas topográficas llanas, como las representadas por las subcuencas terciarias, deposita alrededor de la hondonada un borde anular de materiales constituidos por brechas explosivas, oleadas piroclásticas secas y húmedas.

Cuando la actividad freatomagmática tiene lugar en un cordal serrano paleozoico la morfología de los cráteres explosivos carece de bordes de depósitos freatomagmáticos, estando definida la depresión por taludes cuarcíticos muy escarpados entallados por la explosión violenta y vigorosa que desata la unión de magma y agua. La razón estriba en que al producirse el

mecanismo eruptivo en un cordal cuarcítico resistente, la nube eruptiva que se propaga con la explosión halla en tal alineación un serio obstáculo para su crecimiento anular, obligando a que ésta se encauce lateralmente por los valles adyacentes. Por consiguiente, los depósitos freatomagmáticos transportados por la *base surge* rellenan y colman a lo largo de varios kilómetros las diversas depresiones, conservándose sólo en las inmediaciones de la hondada retazos exigüos de materiales freatomagmáticos. Por otro lado, hay que tener en consideración que la erosión en estos cordales es también más intensa, por lo que el desmantelamiento de estas formaciones se ha podido realizar con suma facilidad.

En cualquier caso, las erupciones freatomagmáticas que tienen lugar en los cordales cuarcíticos son muy intensas y virulentas, puesto que son capaces de abrir una depresión que a veces alcanza más de 120 m de profundidad, triturando y pulverizando hiladas de la resistente cuarcita armoricana.

Por último, debemos indicar que con frecuencia los volcanes a lo largo de su dinámica eruptiva experimentan cambios en su estilo, pasando de ser estromboliano a freatomagmático o viceversa. Como consecuencia de estas modificaciones en las manifestaciones eruptivas se generan transformaciones morfológicas sumamente importantes. Así, por ejemplo, los conos de algunos volcanes mixtos son completamente destruidos y se forman además embudos explosivos, mientras que en ocasiones las depresiones de cráteres explosivos se colman de coladas lávicas producidas por una fase terminal efusiva, etc.

a. Cráteres explosivos sin borde anular

a.1.- Conjunto explosivo de la Sierra de Medias Lunas

Se halla situado a unos 5 km al SSO de la villa de Valverde, concretamente en el frente de los crestones del cordal cuarcítico de la Sierra de Medias Lunas que define el flanco meridional del domo de Ciudad Real.

Constituye, sin duda, el conjunto de cráteres explosivos o *maares* más importante de los engendrados sobre serratas paleozoicas de esta zona volcánica. En este sistema se agrupa un total de cinco cráteres que dispuestos de Oeste a Este son los siguientes: Laguna de Alcolea, Medias Lunas, El Paso, La Posadilla y El Portillo.

Estos *maares* están asociados a una importante fractura de desgarre de componente E-O, de unos 12 km de longitud, que sesga de lado a lado la Sierra de Medias Lunas, asociándose a esta otras secundarias transversas en dirección NO-SE que originan el volcán lávico de tipo castillejo de El Raso.

De todos los edificios el tándem de La Posadilla-El Portillo es el más interesante tanto desde el punto de vista morfológico como volcanológico, dadas las variaciones que su comportamiento eruptivo ha experimentado a lo largo de la dinámica volcánica, habiendo sido estudiado e interpretado por Francisco Hernández-Pacheco (1932) y divulgado a través de la *Geografía Física de España* de Solé Sabarís y Llopis Lladó (1952).

El nombre de La Posadilla lo adopta de la quintería que se halla emplazada en sus inmediaciones y que antaño servía de venta para los pastores trashumantes y de descansadero del ganado ovino procedente de Soria y Segovia, antes de proseguir viaje al Valle de Alcudia y de cumplimentar el pago de portazgo a la calatravos en el Puente de las Ovejas (Corral de Calatrava).

Las referencias bibliográficas de índole morfológica relativas al cráter de La Posadilla o de Fuentillejo (nombre por el que también es conocido) se reducen básicamente a las aportaciones llevadas a cabo en torno al primer tercio de siglo por Eduardo Hernández-Pacheco (1921) y Francisco Hernández-Pacheco (1932), transcurriendo más de cuatro décadas hasta las últimas realizadas por Eumenio Ancochea (1983).

Del trabajo de Eduardo Hernández-Pacheco (1921) sobresale el análisis estratigráfico del yacimiento paleontológico de Valverde I, situado a 1,5 km al E de dicha localidad, puesto que a través de él establece una cronología relativa del comienzo de la actividad eruptiva.

El perfil estratigráfico descrito por Eduardo Hernández Pacheco (1921) consta de tres niveles que de techo a muro son los siguientes: una capa de 2,3 m de lapillis, un estrato de calizas tobáceas laminadas que alcanzan 2,3 m de espesor y, por último, una formación aluvial de arenas y gravas de 1,5 m, donde se hallan fragmentos de *Elephas meridionalis Nesti*, *Hippopotamus amphibius Linne*, *Equus caballus fossilis* y *Cervus sp.* Estos restos fósilíferos los interpreta como correspondientes al segundo período interglaciar, de ahí que considerase a los materiales piroclásticos arrojados desde La Posadilla como del Pleistoceno medio.

Por su parte, Francisco Hernández-Pacheco (1932) realizó un amplio estudio tanto de la morfología volcánica como de la actividad eruptiva. En concreto, para este autor el volcán de La Posadilla o de Fuentillejo, como él lo denomina, es resultante de una potente explosión que edifica un cono piroclástico sobre el cordal cuarcítico de la Sierra de Medias Lunas, del cual con posterioridad se emiten dos coladas lávicas en dirección septentrional alcanzando la villa de Valverde. Al mismo tiempo hacia el Sur arroja otra potente colada que se detuvo en las inmediaciones del río Guadiana. Así pues, el volcán de La Posadilla sería, según su interpretación genética, un

edificio volcánico monogénico, es decir, resultante de una única erupción que tipifica como vulcaniana. Posteriormente, el cono piroclástico fue desmantelado por la acción erosiva conservándose sólo el contorno del antiguo cráter.

Finalmente, Eumenio Ancochea (1983) incorpora en su catálogo de edificios volcánicos La Posadilla como un cráter explosivo o *maar*, es decir, resultante de una actividad eruptiva freatomagmática, pero sin entrar en consideraciones acerca de su evolución morfoeruptiva.

Por nuestra parte, hemos comprobado dos hechos básicos para una correcta explicación de la secuencia morfoeruptiva experimentada por el volcán de La Posadilla. Por un lado, que los materiales volcánicos que se extienden desde dicho cráter hasta Valverde e incluso la T+6 m del río Guadiana no constituyen lapillis como interpretaba Eduardo Hernández-Pacheco ni tampoco coladas lávicas (Francisco Hernández-Pacheco, 1932), sino que se trata de oleadas piroclásticas húmedas (Fig. 33). En concreto, el color pardo oscuro que tienen estos materiales pueden llevarnos a pensar erróneamente si no se lleva a cabo un análisis detenido que se componen de lavas o de lapillis. No obstante, estas oleadas piroclásticas ofrecen el aspecto de *mudflows* pues son depósitos masivos constituidos mayoritariamente por fragmentos de rocas del sustrato paleozoico, esto es, cuarcitas, pizarras y esquistos. En efecto, la litología del sustrato paleozoico alcanza en torno a un 80-90%, mientras que los volcánicos apenas un 10-20%. El tamaño de los fragmentos es también muy heterométrico: desde fracciones arenosas que componen la matriz de la oleada hasta bloques del orden de 40 a 50 cm. La morfometría de estos materiales es muy angulosa a excepción hecha de los volcánicos compuestos fundamentalmente de bombas de tipo coliflor de 5 a 18 cm, que contienen abundantes xenolitos cuarcíticos y cristales de augita y anfíbol de gran tamaño.

Una vez descartado que los materiales situados al N de La Posadilla sean lavas o piroclastos, las únicas coladas lávicas potentes y de gran extensión que restan son las que se encuentran situadas en la falda de la ladera meridional de Medias Lunas, a orillas de la margen derecha del río Guadiana.

De lo expuesto anteriormente cabe suponer que la emisión de las lavas y la deposición de las oleadas piroclásticas húmedas corresponden a momentos o fases diferentes de la actividad eruptiva de este edificio volcánico, teniendo lugar primeramente la fase efusiva, esto es, el desalojo desde la cima de Malos Aires de las coladas lávicas. Téngase en cuenta que sería difícilmente explicable que después de la apertura del cráter de La Posadilla, emplazado en la ladera septentrional de Medias Lunas a más de 120 m de

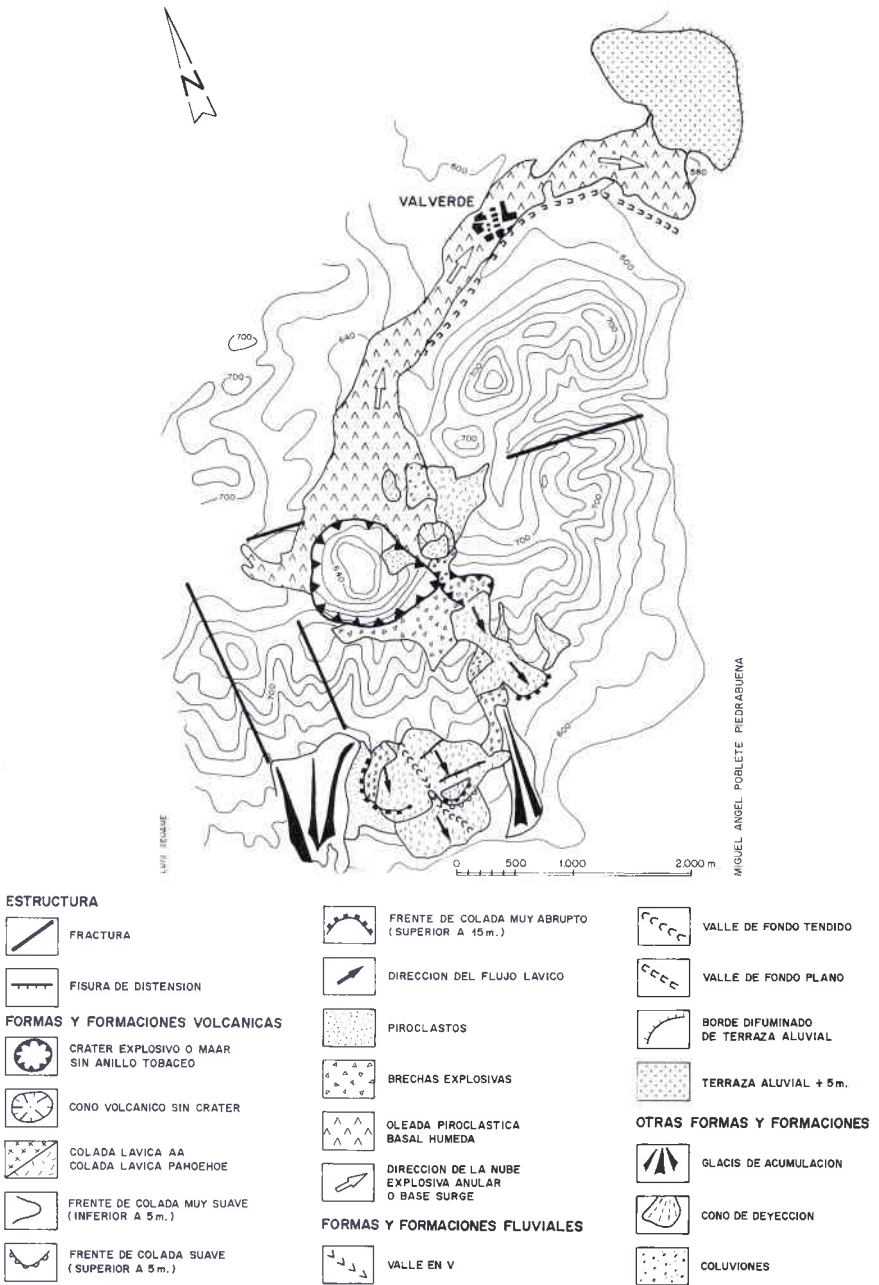


Fig. 33. Esquema geomorfológico del cráter explosivo de La Posadilla.

profundidad, pudiera emitir coladas lávicas por encima de dicho desnivel, máxime cuando el margen septentrional del cráter apenas supone un obstáculo de 40 m de altura. Por lo que de haberse producido la emisión de coladas lávicas después de la formación del cráter se habrían dirigido hacia Valverde.

Posteriormente tendría lugar un cambio repentino en la dinámica eruptiva que de estromboliana pasa a freatomagmática debido al contacto explosivo de magma y agua, originándose una gran explosión que supuso el desmantelamiento de las formas del volcán mixto y la apertura de la depresión cratérica en la ladera septentrional del cordal de Medias Lunas.

Así pues, la interpretación morfoeruptiva de La Posadilla como cráter explosivo es correcta pero debe acompañarse de una secuencia morfoeruptiva que englobe como mínimo cuatro fases fundamentales:

a) Formación del volcán mixto de Malos Aires.

En efecto, la actividad volcánica comienza en la cima del cordal cuarcítico de Medias Lunas conocido por Malos Aires, por medio de una dinámica eruptiva de tipo estromboliano (Fig. 34). Concretamente se inicia con una explosión magmática que produjo la apertura de la boca eruptiva y, a través de ella, la expulsión de materiales de proyección aérea y de coladas lávicas. Entre los primeros abundan las bombas volcánicas y las escorias con gran número de xenolitos de cuarcita que acumulados en torno al punto de emisión configuraron un cono piroclástico coronado por un cráter de pequeñas dimensiones. La fisonomía de este volcán mixto sería probablemente muy similar al del volcán mixto de Peñarroya, situado también en la cumbre del Cerro de las Loberas a 4 km al Oeste.

A través del cráter cimero se expulsaron al menos dos grandes coladas lávicas en forma de lengua, las cuales se desplazaron por la ladera meridional hasta alcanzar la orilla de la margen derecha del río Guadiana.

La primera colada lávica es de naturaleza basáltica y se halla muy desmantelada adoptando un frente muy deslabazado y suave de apenas 1,5 a 2 m. Se trata de una colada fluida de morfología superficial pahoehoe que contiene gran número de xenolitos cuarcíticos de pequeño tamaño entre 1 y 4 cm y de formas muy angulosas, que reposa por encima de margas y calizas ruscienses de la pequeña subcuenca de Vahondo. La presencia de tales enclaves cuarcíticos revelan que durante la explosión magmática gran número de estos fragmentos quedaron esparcidos por las inmediaciones, cayendo a la vez sobre los flujos lávicos que se desplazan por la ladera. Por consiguiente, la

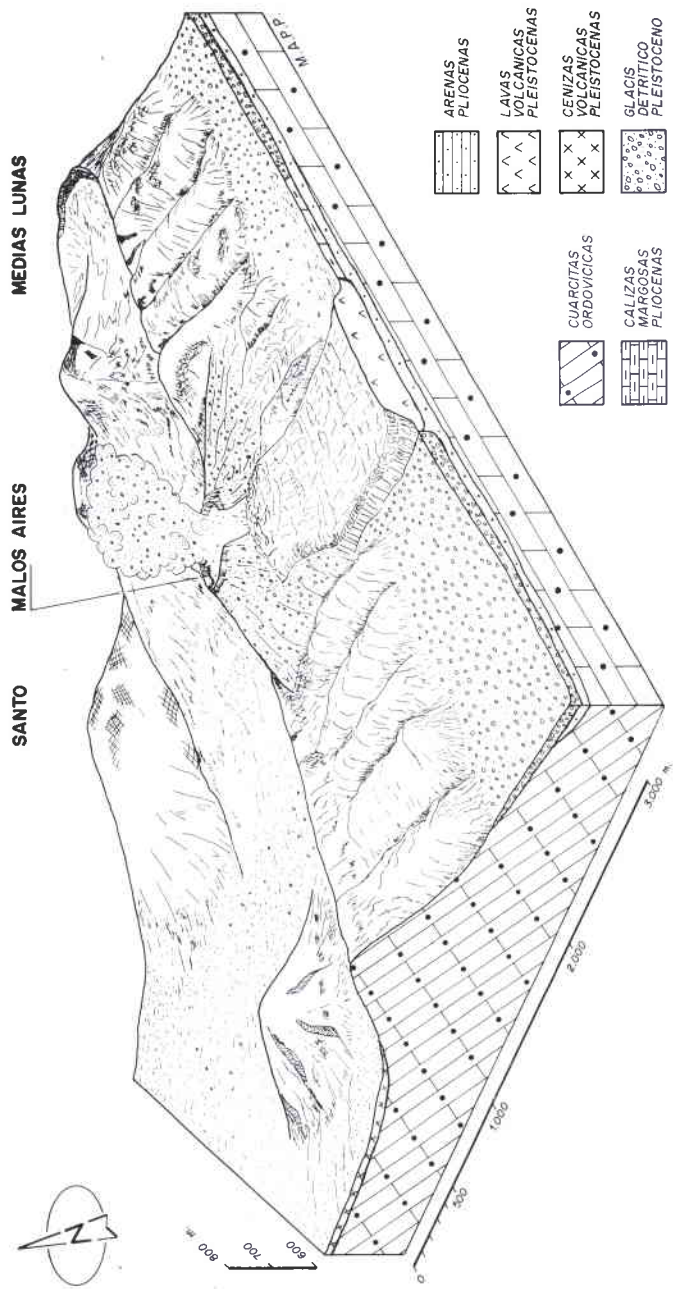


Fig. 34. Formación del volcán estromboliano de Malos Aires en la cima del cordal de Medias Lunas.

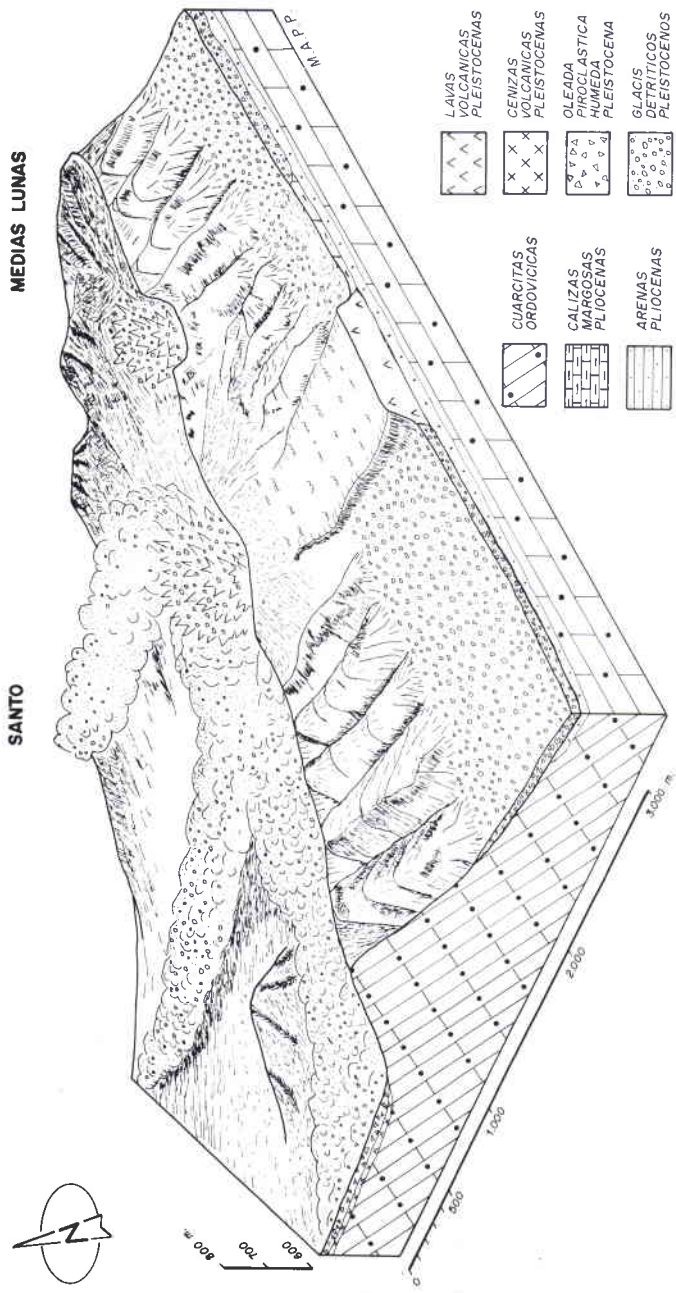


Fig. 36. Apertura de los cráteres explosivos de La Posadilla y El Portillo.

De cualquier modo se trata de una reacción tardía justo al término de la edificación de Malos Aires, lo que implica, según Barberi (1985), que durante las fases estrombolianas iniciales la presión del conducto fuera muy elevada sobrepasando con creces la hidrostática, razón por la cual no tuvo lugar la interacción explosiva entre agua y magma. Por ende, sólo después de la descarga de las coladas lávicas y de la disminución de la presión del conducto el contacto magma-agua fue efectivo y explosivo. En efecto, como consecuencia de esa interferencia se produce mediante la transmisión de calor por parte de la masa fundida silicatada, una eficaz transformación del agua en vapor y a la vez una mayor fragmentación del magma hasta que alcanza la presión suficiente como para superar la resistencia del sustrato cuarcítico encajante.

El resultado final fue una explosión freatomagmática muy potente y sumamente violenta en la que se propaga una nube eruptiva que no adopta una disposición anular como es habitual, sino lateral al encontrar en su margen meridional el obstáculo físico que suponía el cordal de 800 m de altitud de la Sierra de Medias Lunas, en cuya cima se había formado el volcán Malos Aires. En efecto, la columna explosiva se desplazó 4 km en dirección septentrional encauzada por el paleovalle de Valverde, fosilizando la terraza aluvial +6 m del río Guadiana. La masa gaseosa rasante de vapor de agua y otros gases se trasladó a gran velocidad, transportando en una corriente turbulenta y fluidizada una elevada cantidad de fragmentos del sustrato paleozoico, en especial, cuarcitas, pizarras y esquistos precámbricos.

Como resultado de la enorme energía cinética liberada durante la explosión fueron desalojados por la nube freatomagmática, según estimaciones propias, del orden al menos de 37 mill. de m³ de cuarcita armoricana del cordal de Medias Lunas, los cuales fueron depositados a lo largo del paleovalle de Valverde en forma de oleadas piroclásticas húmedas (Fig. 37).

La presencia de estos materiales freatomagmáticos nos indica que la razón agua-magma durante la erupción fue excesiva, probablemente entre 0,3 y 1, de ahí la menor efectividad en la vaporización del agua y en la transferencia de energía mecánica, al convertirse el agua en vapor a baja temperatura. Así pues, el emplazamiento de estas oleadas piroclásticas tuvo lugar por debajo de la temperatura de condensación del vapor de agua, por lo que se convirtió en agua durante el transporte.

Las oleadas piroclásticas húmedas que recubren por completo el paleovalle de Valverde a lo largo de más de 4 km de longitud, se caracterizan por ser depósitos másivos, caóticos y de calor pardo oscuro que asemejan a *mudflows*. Estas oleadas están constituidas por fragmentos líticos accidentales y



Fig. 37. Oleadas piroclásticas húmedas expelidas por el cráter explosivo de La Posadilla (Valverde de Calatrava).



Fig. 38. Detalle de las oleadas húmedas que colman el paleo valle de Valverde.

heterométricos de cuarcita, pizarra y esquisto con formas muy angulosas y rotas, además de material volcánico fundamentalmente bombas de tipo coliflor y armadas, con megacrístales de anfíbol, augita y xenolitos cuarcíticos. Todo el conjunto se dispone de forma caótica y masiva compactado por una matriz fina de gravillas y arenas de cuarcita y cuarzo, originadas a partir de la pulverización de los bancos de cuarcita armoricana del cordal de Medias Lunas (Fig. 38).

Los depósitos freatomagmáticos que fosilizan la terraza aluvial +6 m de la margen derecha del río Guadiana, situada a 1 km al ENE de Valverde, constituyen los materiales que Eduardo Hernández-Pacheco (1921) había interpretado como lapillis y cenizas y bajo los cuales descansaban los aluviones y el yacimiento paleontológico del Pleistoceno medio. Por consiguiente, podemos aducir que la génesis del cráter de La Posadilla tuvo lugar en torno al Pleistoceno medio evolucionado o medio-superior.

El resultado morfológico de la explosión freatomagmática fue la apertura de una depresión cratérica o *maar* de 1 km de diámetro, forma circular y fondo llano empotrada en la ladera septentrional de Medias Lunas (Fig. 39). Por esta razón, el cráter presenta una gran disimetría entre su borde meridional (cima del cordal) y septentrional (falda de la ladera). En efecto, mientras que la margen del mediodía del cráter presenta un escarpe muy abrupto y vertical con un desnivel de 120 m, el septentrional es muy suave y poco acentuado de sólo 40 m respecto al fondo del cráter.

Otra de las características morfológicas de este *maar* es la carencia del borde anular freatomagmático, toda vez que la nube eruptiva se trasladó encauzada hacia el valle del río Guadiana y, por ende, el reborde cratérico está constituido por las paredes de cuarcita armoricana del cordal donde se labra.

c) Génesis del cráter explosivo El Portillo

La cima del cordal cuarcítico de Medias Lunas, a menos de 50 m al E de La Posadilla, aparece desportillado por una pequeña hendidura que, no obstante, se reconoce perfectamente desde las llanadas de las subcuencas adyacentes (Fig. 40).

El boquete abierto en el crestón cuarcítico de 100 m de diámetro y unos 5 m de profundidad responde según nuestra interpretación a una actividad volcánica explosiva posiblemente de índole freática y además de escasa entidad, puesto que sus dimensiones así parecen expresarlo y porque únicamente hemos reconocido en sus inmediaciones brechas explosivas de grandes



Fig. 39. Cráter explosivo de La Posadilla (cordal de Medias Lunas).



Fig. 40. Cráter explosivo de El Portillo labrado en la cumbre de Medias Lunas.

fragmentos de cuarcita. Algunas de ellas lanzadas balísticamente durante el transcurso de la explosión reposan por encima del arranque del segundo nivel lávico de Medias Lunas, lo que atestigua que su formación fue posterior al menos a la del volcán mixto de Malos Aires.

Como consecuencia de la explosión freática la cumbre del crestón fue horadada y tuvo lugar la apertura de un cráter explosivo en forma de escotadura, carente de anillo de materiales freatomagmáticos.

Después de producirse la abertura del *maar* acaece un cambio brusco en el estilo de su dinámica eruptiva, al vomitar El Portillo, al menos, dos coladas lávicas que se desplazan siguiendo direcciones opuestas: una hacia el mediodía y otra hacia el norte. No obstante, ambas coladas son muy fluidas por lo que debieron deslizarse rápidamente ladera abajo y presentan además la misma composición al tratarse de lavas nefeliníticas olivínicas. Constan además de morfologías externas muy suaves y lisas típicas de lava pahoe-hoe, sobresaliendo especialmente la situada en la ladera meridional al configurar un escarpe frontal muy acentuado de 20 m (Fig. 41). Por otro lado, esta colada fosiliza coluviones cuarcíticos de edad reciente, probablemente würmienses, lo que significaría que la fase efusiva de El Portillo podría corresponder al Pleistoceno superior.



Fig. 41. Frente lávico procedente del cráter explosivo de El Portillo.

Por contra, la colada lávica septentrional apenas configura un borde frontal de 1 a 2 m de espesor, sin que se aprecie ningún tipo de estructura significativa salvo que contiene vacuolas rellenas de calcita.

En definitiva, se trata de un pequeño cráter explosivo cuya secuencia es inversa a la que experimenta La Posadilla, con una fase inicial de tipo fréatica de escasa intensidad que deriva finalmente a una efusiva de relativa envergadura, si consideramos la magnitud del volumen de las coladas expulsadas.

Finalmente, estimamos que la formación del cráter de El Portillo está estrechamente ligada al desplazamiento de la actividad volcánica de La Posadilla, por lo que pudiera representar el comienzo de un segundo ciclo eruptivo, tratándose el conjunto de La Posadilla-El Portillo de un volcán poligénico.

d) El domo exógeno de Peñas Negras

Este nimio centro emisor, situado a menos de 300 m al norte de El Portillo y a 50 m de La Posadilla, inicia su actividad eruptiva con una pequeña proyección de bombas volcánicas unipolares y en huso de 50 a 80 cm de longitud y de escorias, que se acumulan en las inmediaciones del borde oriental de La Posadilla. Por último, emite una reducida colada lávica de naturaleza viscosa que se solidifica y acumula en el punto de emisión, originando un pequeño hinchazón de lavas compactas y densas propias más bien de un domo exógeno de tipo cabezo.

La construcción de este edificio domático tiene lugar lógicamente tras el término de la apertura de las dos bocas crátericas explosivas, pues de lo contrario esta pequeño aparato habría sido destruido. Por esta razón, nos parece que la formación de este pequeño domo exógeno representa la conclusión de la actividad volcánica en este sector oriental de la serrata cuarcítica de Medias Lunas.

Debido a la larga duración del dinamismo eruptivo y a las variaciones de su comportamiento se labran en dicho sector formas volcánicas muy variadas. Destacan por sus dimensiones la depresión explosiva de La Posadilla y la escotadura de El Portillo en la cumbre del cordal, resultantes ambas de episodios freatomagmáticos y fréaticos respectivamente (Fig. 42).

Por otro lado, en la ladera meridional de Medias Lunas se conservan dos lóbulos lávicos dispuestos paralelamente, de los cuales el más occidental se compone de dos coladas suerpuestas desconectadas del volcán que las emitió al haber sido éste, Malos Aires, devastado durante la apertura del cráter

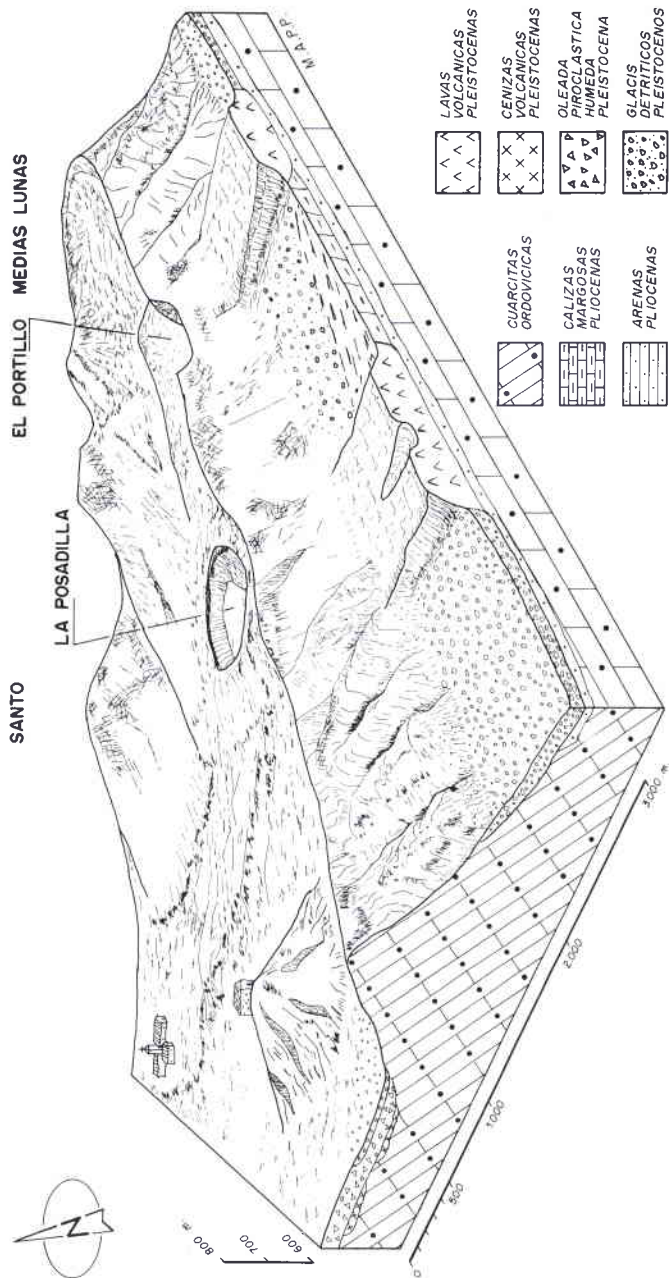


Fig. 42. Formas volcánicas del sistema eruptivo del sector oriental de Medias Lunas.

de La Posadilla. Por su parte, la colada lávica oriental deriva y se prolonga hasta la misma dentallada de El Portillo.

En último término, en la ladera septentrional aparte de la depresión de La Posadilla se sitúa al repié del cordal la colada lávica expelida por El Portillo y el domo exógeno de Peñas Negras.

Para terminar debemos mencionar a otro de los cráteres explosivos representativos del sistema eruptivo de Medias Lunas como es El Paso, situado a sólo 1 km al Oeste de La Posadilla. Este consiste en un cráter de 300 m diámetro menor en forma de herradura y sin reborde pericratérico horadado ligeramente en el frente de los bancos cuarcíticos del sector central de Medias Lunas, pero que a diferencia de La Posadilla no logra excavar una depresión profunda (Fig. 43).

Por otro lado, su secuencia eruptiva es similar a la de El Portillo. En efecto, la fase inicial consistió en una explosión freática de escasa magnitud en la que se proyectan grandes brechas explosivas y se labra una ligera hendidura en herradura. Esta dinámica es muy probable que fuese de escasa duración y potencia, siendo el rasgo más característico aparte de la escotadura cratérica la destrucción parcial de los dorsos de los bancos de cuarcita armoricana que conforman la ladera meridional.



Fig. 43. Cráter explosivo en herradura de El Paso (sector central de Medias Lunas).

A esta fase explosiva freática sucedió otra completamente dispar de estilo efusivo en la que El Paso emite desde la cumbre del cordal dos coladas lávicas que se dirigieron en direcciones contrapuestas. La de mayor volumen se encauzó por la ladera septentrional hacia el arroyo de la Zurda y la otra, de menor longitud, se dirigió hacia el Sur quedando retenida en la misma cumbre del cordal, precisamente en el recinto horadado en el dorso de los bancos de cuarcita armoricana durante la explosión freática inicial.

Ambas coladas lávicas son muy fluidas y de morfología pahoehoe. La colada septentrional se halla sepultada en su mayor parte por glacis coluviales dificultando, pues, el reconocimiento de su verdadera dimensión.

Por último, el interior del cráter explosivo se encuentra repleto de fragmentos heterométricos de cuarcitas muy angulosas y rotas que constituyen brechas explosivas con las que se han modelado glacis coluviales que recubren y enmascaran la forma cratérica, los depósitos freáticos y las lavas emitidas desde aquél.

a.2.- Conjunto explosivo de la Sierra del Despeñadero

La serrata del Despeñadero constituye la prolongación oriental del cordal de Medias Lunas, esto es, del flanco meridional del anticlinorio de Ciudad Real. Se trata, en realidad, de una pequeña estructura plegada anticlinal orientada de Oeste a Este que separa la pequeña subcuenca de Poblete y la de Ciudad Real. En ella se localizan los *maares* de Peñalagua, Corchuelos y Hoya del Arzollar. De éstos el de mayor interés morfológico es, sin duda, el de Corchuelos que interrumpe bruscamente la continuidad de la alineación cuarcítica.

El cráter explosivo de Corchuelos se halla a 2 km al NO de la villa de Poblete y a menos de 1 km de la quintería de Villadiego, enclavado en el anticlinal cuarcítico del Despeñadero donde se sitúan también los aparatos volcánicos de Cerro Negro, Arzollar y unas pequeñas coladas lávicas emitidas directamente del mismo cordal cuarcítico a través de pequeñas fisuras distensivas.

Desde el punto de vista morfológico se compone de una depresión semi-circular de 500 m de diámetro mayor y de fondo plano, entallada 80 m por debajo de la cima del Despeñadero y abierta hacia el sur. No obstante, dispone a pesar de tratarse de un *maar* abierto en una serrata cuarcítica de un pequeño retazo lineal de depósitos freatomagmáticos situados en el extremo septentrional a 500 m de distancia.

En realidad, estos materiales son de escaso espesor y reposan por encima de las cuarcitas armoricanas que definen el flanco septentrional de la estructura anticlinal, por lo que ni tan siquiera contornean la hondonada cratérica.

Por consiguiente, el borde cratérico de este *maar* está formado por la propia estructura anticlinal cuarcítica, seccionada transversalmente por la violenta erupción freatomagmática (Fig. 44).

En efecto, la apertura de esta gran oquedad en el anticlinal del Despeñadero fue efecto de una violenta manifestación explosiva de tipo freatomagmática. A pesar de que se trata de una estructura anticlinal cuarcítica, lo cual en principio dificulta que se forme un manto freático, debemos tener en cuenta que al igual que en la Sierra de Medias Lunas la erupción se produce a través de una fractura de desgarre en este caso de componente NE-SO que atraviesa dicha alineación. Así pues, por medio de dicha línea tectónica se produce el ascenso del magma y además la penetración hacia el interior del agua, resultando de la interacción explosiva entre ambos una erupción freatomagmática violenta.

En dicha dinámica eruptiva se forma una nube rasante que como en La Posadilla tiene un desarrollo lateral o dirigido bastante acentuado, trasladándose concretamente hacia el Norte. En efecto, los materiales originados durante la erupción se hallan dispuestos en esta dirección, cubriendo sin solución de continuidad una distancia de 2 km hasta alcanzar el km 301 de la CN-430, tramo comprendido entre Ciudad Real y Piedrabuena. La razón del encauzamiento de la nube eruptiva pudiera residir en que la chimenea volcánica estuviese inclinada hacia ese sentido, lo que favorecería que la explosión dirigiera la energía cinética hacia allí.

En cualquier caso, la explosión freatomagmática de gran intensidad y violencia horadó profundamente el anticlinal del Despeñadero, tallando una depresión cratérica de 80 m de profundidad respecto a la cima de dicha serrata. El interior del cráter tiene forma plana pues se halla relleno fundamentalmente de brechas explosivas cuarcíticas de tamaño heterométrico (desde 20-40 cm hasta gravas y arenas pulverizadas) y formas muy angulosas, así como bombas y escorias volcánicas de entre 15 y 8 cm de longitud que tienen abundantes xenolitos cuarcíticos de tamaño centimétrico. Se comprueba, pues, que estos materiales han sido lanzados balísticamente durante la fase inicial de la erupción, en la que tiene lugar la apertura de la boca cratérica. Por esta razón apenas se alejan del punto de emisión y caen en el interior del cráter, al hallarse sometidos como cualquier material de proyección aérea al mecanismo de diferenciación gravitacional¹².

¹² MILANOVSKY, E. (1979): «Condiciones de yacimiento de las rocas volcánicas», en BELOUSOV, V.: *Geología estructural*. Moscú, Mir, pp. 128-164.



Fig. 44. Cráter explosivo de Corchuelos (Sierra del Despeñadero).



Fig. 45. Detalle de las oleadas piroclásticas húmedas del borde septentrional de Corchuelos.

Por contra, los depósitos que configuran el pequeño retazo lineal situado a 500 m al Norte del cráter y que se prolongan a lo largo de 2 km hasta alcanzar el km 301 de la C.N-430, fueron evacuados por la nube eruptiva freatomagmática en un flujo turbulento y fluidizado. Estos depósitos freatomagmáticos están definidos por oleadas piroclásticas húmedas en las que predominan los fragmentos heterométricos y angulosos de cuarcita y cuarzo (70%), acompañados de pizarra (20%), lapillis y pequeñas bombas (10%). Configuran formaciones muy masivas y caóticas careciendo de cualquier selección granulométrica y estructura interna. El conjunto además se encuentra compactado por una fina matriz arenosa formada por granos angulosos de cuarzo y cuarcita (Véase fig. 45).

Estas oleadas piroclásticas húmedas denotan que la interacción agua-magma durante la erupción fue elevada, con una proporción entre 0,3 y 1, por lo que la temperatura de la nube eruptiva debió ser inferior a la de condensación del vapor, convirtiéndose la mayor parte de éste en agua durante su traslado. Como resultado final se depositan materiales masivos y caóticos, sin apenas estratificación y selección y con alto contenido de agua intersticial, esto es, productos freatomagmáticos en forma de oleadas húmedas.

La erupción freatomagmática que originó la depresión cratérica de Corchuelos debió acontecer antes de la construcción del volcán mixto del Arzollar, toda vez que las oleadas húmedas de Corchuelos fosilizan los piroclastos emitidos por aquél. En efecto, en la trinchera del km 301 de la C.N-430 puede observarse con todo detalle como las oleadas húmedas procedentes de Corchuelos reposan en discordancia erosiva sobre las capas horizontales de lapillis y cenizas del Arzollar (Fig. 46).

En realidad, las oleadas húmedas tienen capacidad suficiente no sólo de erosionar los materiales piroclásticos sobre los que se desplazan, sino incluso de arrasarlos labrando una profunda incisión vertical, puesto que son transportadas en un flujo turbulento mediante una nube eruptiva supersónica (obsérvese la parte derecha de la Fig. 46). Precisamente esta cicatriz erosiva vertical ha sido realizada por la parte frontal de la nube eruptiva, en la que la velocidad y la carga de material arrastrada era sumamente elevada, produciendo el desmantelamiento de los materiales piroclásticos que a la sazón definían la superficie topográfica por la que se movían.

Por último, estas oleadas húmedas masivas y con escasa estratificación experimentan debido a su gran espesor y a fenómenos de deshidratación del agua intersticial, deformaciones postdeposicionales en forma de ajustes subsidentes mediante fallas normales de pequeño salto (Fig. 47).



Fig. 46. Discordancias erosivas labradas por las oleadas piroclásticas húmedas sobre materiales de proyección aérea.



Fig. 47. Ajuste subsidente de las oleadas piroclásticas húmedas mediante fallas normales de pequeño salto.

b. Cráteres explosivos con borde anular

b.1.- Conjunto explosivo de la cuenca baja del Jabalón

Este sistema de cráteres explosivos se halla localizado en la subcuenca de Poblete, concretamente en la margen derecha del río Jabalón antes de su confluencia con el río Guadiana. Se trata del mejor y mayor exponente de *maares* con reborde anular de la zona volcánica del Campo de Calatrava, constituido por once aparatos explosivos que, de Oeste a Este, son los siguientes: Los Espejuelos, Bernegil, Cerro de la Viña, La Encina, Toro Bizco; además del *maar* del Cabezo del Rey, El Pardillo, Hoya del Mortero, Hoyas del Parral I y II y finalmente Cuelgaperros. De este sistema hemos diferenciado para un estudio más particularizado, en orden a su interés morfológico, al cráter explosivo de Cuelgaperros.

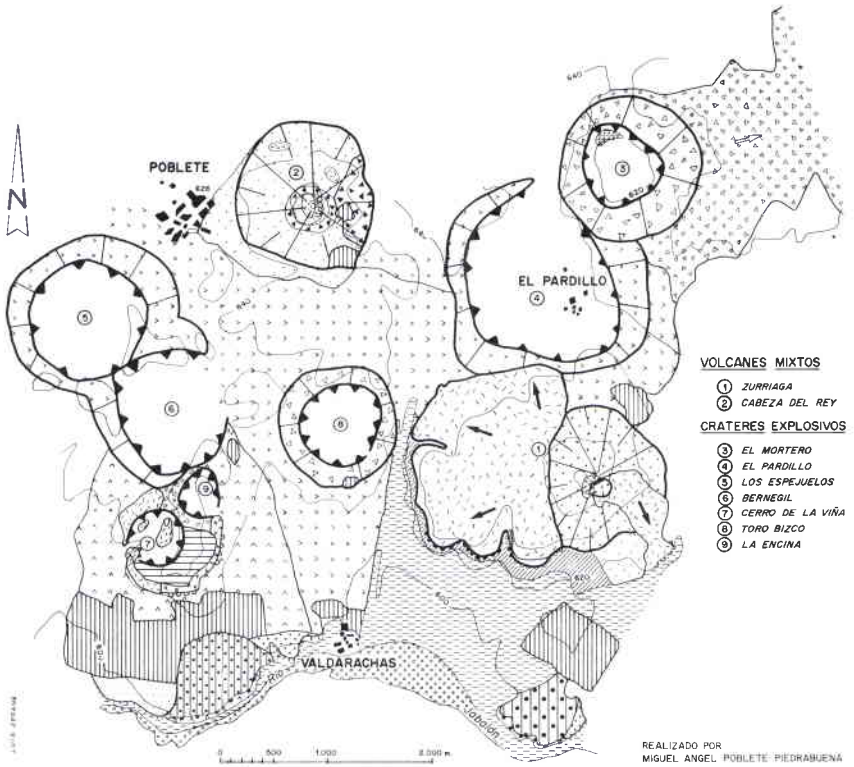
Este grupo de cráteres explosivos de la cuenca baja del Jabalón se sitúa precisamente en la intersección de las principales líneas de debilidad que articulan los aparatos volcánicos de este sector del Campo de Calatrava: por un lado la directriz estructural ONO-ESE y, de otro, la de rumbo NE-SO (Véase fig. 19).

Desde el punto de vista morfológico se componen de depresiones cratéricas de grandes dimensiones superando algunas de ellas 1,5 km de diámetro y de una profundidad entre 20 y 40 m, esto es, de una hondura inferior a los de los emplazados en los cordales serranos (Fig. 48). Otra característica es la tenencia de un reborde anular que circunda las hondonadas (a excepción hecha del Cerro de la Viña, La Encina y las Hoyas del Parral I y II), constituido por brechas explosivas, oleadas piroclásticas secas y húmedas expelidas durante la dinámica eruptiva y depositadas por la nube eruptiva rasante. Por último, es frecuente que estos *maares* se dispongan imbricados entre sí, por lo que los bordes anulares que los definen son comunes para algunos de ellos (Véase fig. 21).

La Hoya del Mortero define el cráter explosivo más septentrional de este conjunto, a sólo 4 km al sur de la villa de Ciudad Real. Tiene la peculiaridad de hallarse emplazado en el borde de la subcuenca de Poblete, de modo que la hondonada está labrada a la vez sobre las cuarcitas armoricanas de la serrata de Peñalagua y sobre una delgada cobertera sedimentaria pliocena.

El *maar* de la Hoya del Mortero se caracteriza morfológicamente por una depresión subcircular de 770 m de diámetro y con fondo en embudo de 30 m de profundidad, rodeada de una orla de brechas explosivas (Fig. 49).

El interior del cráter explosivo se encuentra cubierto de arenas finas de cuarcita y cuarzo, procedentes de la pulverización de los bancos de cuarcita



REALIZADO POR MIGUEL ANGEL POBLETE-PIEDRABUENA

LITOLOGIA

- MARGAS
- CUARCITAS
- FORMAS Y FORMACIONES VOLCANICAS**
- CRATER EXPLOSIVO O MAAR
- CONO VOLCANICO CON CRATER CONSERVADO
- CONO VOLCANICO SIN CRATER
- COLADAS LAVICAS AA
- COLADAS LAVICAS PAHOEHOE
- FRENTE DE COLADA MUY SUAVE (INFERIOR A 5m.)
- FRENTE DE COLADA SUAVE (SUPERIOR A 5m.)

- FRENTE DE COLADA ABRUPTO (SUPERIOR A 10m.)
- DIRECCION DEL FLUJO LAVICO
- PIROCLASTOS
- TOBAS PIROCLASTICAS
- BRECHAS EXPLOSIVAS
- OLEADAS PIROCLASTICAS BASALES SEGAS
- OLEADAS PIROCLASTICAS BASALES HUMEDAS
- DIRECCION DE LA NUBE EXPLOSIVA ANULAR O BASE SURGE

ENCOSTRAMIENTOS CARBONATADOS

- BRECHOIDES

- LAMINARES
- PULVERULENTOS
- ENCOSTRAMIENTO DE TERRAZA ALUVIAL

FORMAS Y FORMACIONES FLUVIALES

- BORDE DIFUMINADO Y ABRUPTO DE TERRAZA ALUVIAL
- FONDO DE VALLE ALUVIAL
- TERRAZA ALUVIAL +2m.
- TERRAZA ALUVIAL +5m.
- TERRAZA ALUVIAL +10m.
- TERRAZA ALUVIAL +20m.

Fig. 48. Esquema geomorfológico de la cuenca baja del río Jabalón.

armoricana, en tanto que su reborde anular está formado por brechas explosivas de naturaleza cuarcítica y pizarrosa. Las dimensiones de estos fragmentos explosivos son muy heterogéneos, oscilando desde gravas y cantos pequeños hasta bloques que sobrepasan 1,8 m de diámetro, siempre con formas muy angulosas y rotas. Desde el punto de vista litológico predominan los materiales cuarcíticos que representan más del 70%, seguidos de pizarras (25%) y, en menor medida, materiales volcánicos juveniles (5%), en especial bombas volcánicas de pequeño tamaño.

Al principio llegamos a considerar que la apertura de este cráter explosivo había sido resultado de una erupción explosiva de tipo freático, sin que se produjera contacto entre el magma y el agua confinada en el sustrato, toda vez que predominan, al menos en superficie, las brechas explosivas de naturaleza cuarcítica y pizarrosa, con ausencia de materiales volcánicos propiamente dichos.

No obstante, con ocasión de las obras realizadas en el verano de 1991 en la Hoya del Mortero para la construcción del T.A.V., tuvimos acceso a una sección transversal de 15 m de altura, abierta en el área occidental del anillo que contornea la depresión cratérica (Fig. 50). A partir de ella hemos podido precisar con detalle la secuencia eruptiva de este edificio volcánico, distinguiendo hasta un total de siete niveles que de muro a techo son los siguientes:



Fig. 49. Vista occidental del cráter explosivo de la Hoya del Mortero. El fondo de la depresión está cultivado de alfalfa.

– Nivel 1: Se trata de un depósito freatomagmático de tipo oleada piroclástica húmeda de 1 m de espesor formado por una gran cantidad de material lítico accidental, concretamente de gravillas y cantos de cuarcita (de 6-7 cm de longitud hasta varios milímetros) muy angulosos y rotos, además de lapillis y cenizas de tonalidades amarillentas y verdosas soldadas por cemento calcáreo. El tramo superior está tan diagenetizado y la abundancia de carbonatos es tal que adquiere el aspecto de un bloque carbonatado compacto y duro, aunque no conforma un depósito carbonatado propiamente dicho, sino una oleada piroclástica húmeda de estructura masiva, originada a partir de una fuerte explosión de estilo freatomagmático.

– Nivel 2: Tiene un espesor de 2 m. Se compone de material de proyección aérea, esto es, de cenizas volcánicas sueltas de tonalidades verdosas, dispuestas en estratos horizontales marcados, con líticos de cuarcita y cuarzo de pequeño tamaño y bordes angulosos. Por consiguiente, no descartamos el posible contacto explosivo, aunque escasamente efectivo, entre agua confinada y magma. Así pues, este nivel de cenizas volcánicas corresponde posiblemente a una pulsación eruptiva en la que la reducida interacción agua-magma, posiblemente en torno a 0,1, explica el predominio de las cenizas de proyección aérea y, por ende, una actividad explosiva estromboliana.

Por otro lado, estas cenizas ofrecen síntomas de alteración que se concretan en la formación de pequeñas bolsas de arcillas rojizas, así como nódulos y láminas de carbonatos de escaso espesor, interestratificados entre las capas de cenizas.

– Nivel 3: Conforman un horizonte argílico Bt típico de un paleosuelo rojo mediterráneo, de 1,5 m de espesor, con estructura poliédrica evolucionada y de color rojo intenso (2.5YR 4/8), además de recubrimientos peliculares de óxidos de hierro. Se trata, efectivamente, de un horizonte argílico de acumulación formado a partir de la intensa alteración de las cenizas volcánicas que definen el estrato anterior, toda vez que se conservan intercalados pequeños lechos de cenizas intactas.

Al mismo tiempo, este horizonte Bt se halla incidido erosivamente por una treintena de canales en forma de U de hasta 2 m de ancho y 70 cm de profundidad, rellenos de fragmentos heterométricos de cuarcita muy angulosos y dispuestos en una estructura caótica.

La génesis de estos canales se atribuye a la acción de procesos erosivos de carácter fluvial o bien a nubes explosivas rasantes, desencadenadas durante erupciones freatomagmáticas (MOORE, 1967; FISHER, 1977 y CAS y WRIGHT, 1987). En el caso que nos ocupa se han formado a partir del segundo mecanismo, de tal modo que las formas erosivas en U (*U-shaped chan-*



Fig. 50. Sección transversal del borde occidental del anillo cratérico de La Hoya del Morte-ro. Se aprecian varios canales labrados en forma de U y V.

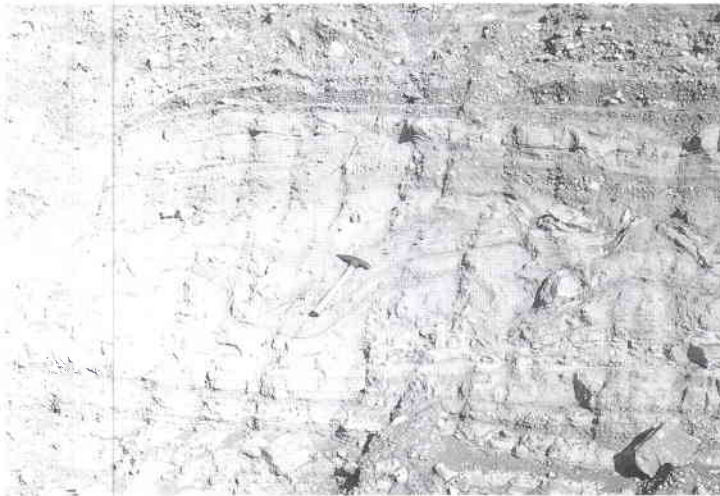


Fig. 51. Deformaciones post-depositacionales de los estratos horizontales de la oleada piro-clástica seca mediante bomb sags.

nels) y otras de ellas en V (*erosion gullies*) corresponden a estructuras pre-deposicionales de oleadas piroclásticas, concretamente a facies proximales al centro eruptivo donde la energía de los flujos eruptivos es más intensa. Precisamente estas columnas eruptivas pueden transportar en su tramo frontal y basal, merced a la alta velocidad que alcanzan, una considerable cantidad de líticos accesorios y accidentales de gran tamaño, capaces a su vez de acrecentar la erosión sobre la superficie topográfica por la que se desplazan.

Finalmente, cuando disminuye la velocidad de la nube eruptiva rasante (*base surge*) la carga transportada basalmente se deposita debido a su mayor peso, rellenando las cicatrices erosivas labradas con anterioridad.

– Nivel 4: Lo define una pequeña oleada piroclástica seca de 70 cm de espesor depositada por la misma nube eruptiva rasante, que labra a la par sobre el horizonte argílico Bt varios canales en U. Este depósito de oleada piroclástica seca está compuesto por una sucesión de láminas de tobas cineríticas de escaso espesor y poco compactas que engloban cenizas, y líticos milimétricos de cuarzo y cuarcita muy angulosos y rotos.

Estos materiales adoptan estructuras sedimentarias unidireccionales típicas de facies proximales, consistentes en estratificaciones cruzadas de bajo ángulo y de tipo duna (*dune forms*) que pasan a techo a planares, con deformaciones postdeposicionales intermedias a base de *bomb sags*, esto es, impactos de brechas explosivas de naturaleza cuarcítica y de 20 cm de tamaño. En efecto, estas partículas son proyectadas balísticamente por lo que caen aplastando las capas planares del techo de la oleada piroclástica seca (Véase fig. 51).

– Nivel 5: Está formado por un conjunto de brechas explosivas que alcanzan 5 m de espesor, entre las que predominan las cuarcitas (85%), seguidas de pizarras y, en menor medida, esquistos. No obstante, se observan también algunos lapillis armados aunque son muy poco significativos.

El tamaño de las brechas es muy heterométrico pues hay desde gravas y cantos hasta bloques de esquisto de 20 cm e incluso de cuarcita que superan el metro de longitud. Ahora bien, presentan una característica común como es la morfometría sumamente angulosa y rota de sus bordes. Por último, destaca el hecho de que adoptan una estratificación horizontal incipiente, intercalándose pequeñas capas de oleada piroclástica seca de unos 20 cm de espesor.

Así pues, nos hallamos ante pulsaciones explosivas de índole más bien freática con explosión del vapor confinado en el sustrato, sin apenas contacto explosivo agua-magma, razón por la cual únicamente se emiten fragmentos del zócalo encajante. Sólo de vez en cuando se producen reacciones

explosivas agua-magma de escasa intensidad que originan pequeñas oleadas piroclásticas secas.

– Nivel 6: Se compone de oleadas piroclásticas secas de 2,5 m de espesor, con estratificación horizontal muy marcada. Alternan con las oleadas algunas capas de brechas explosivas de apenas 10 a 20 cm de espesor. Aparte de la estratificación plana de las oleadas también se aprecian estructuras postdeposicionales en forma de huellas de impacto de *bomb sags*, constituidas siempre por brechas explosivas de cuarcita de entre 20 y 40 cm de tamaño.

– Nivel 7: Se trata de otro depósito de brechas explosivas con estructura masiva y caótica. Se compone exclusivamente de líticos accidentales del zócalo especialmente cuarcitas, pizarras y esquistos de tamaño heterométrico y morfometría sumamente angulosa, propios de fases explosivas freáticas muy violentas.

De la interpretación de los niveles que configuran el borde anular puede inferirse que el cráter de la Hoya del Mortero se ha formado al menos en dos fases eruptivas, separadas por un amplio intervalo de tiempo en el que las condiciones morfoclimáticas imperantes favorecieron un largo proceso edafogénico a partir de las cenizas volcánicas del nivel 2.

En efecto, la primera etapa viene marcada por pulsaciones explosivas de índole freatomagmática que derivan progresivamente a mecanismos de connotaciones más estrictamente magmáticas, culminando la actividad volcánica con la emisión de un manto de cenizas acompañadas de pequeños xenolitos del zócalo. Tras el cese de esta actividad transcurre un dilatado período de reposo eruptivo, en el cual las cenizas, expuestas a la intemperie, son sometidas a un intenso proceso de edafogénesis que culmina con la elaboración de un paleosuelo rojo mediterráneo.

Por esta razón, las capas de cenizas del nivel 2 presentan síntomas de rubefacción y fersialitización, a base de arcillas rojas y, en especial, de nódulos de carbonatos procedentes del lavado y descarbonatación de los materiales suprayacentes. Por encima, descansa el horizonte argílico textural (Bt) de color rojo intenso, descarbonatado y estructura prismática que alcanza un espesor de 1,5 m, lo que revela la prolongada duración e intensidad de la alteración fersialítica.

La dinámica volcánica se reanuda con una segunda explosión freatomagmática en la que se propaga, debido al contacto explosivo agua-magma, una nube eruptiva rasante que se desplaza en forma anular labrando erosivamente, merced a su alta velocidad de desplazamiento, régimen turbulento y carga de fragmentos líticos que transporta, una serie de canales erosivos en U y V. Podemos señalar que a pesar de que la mayor parte de los materiales son

transportados en suspensión, no obstante, la carga más voluminosa y pesada es arrastrada en la parte basal de la nube, ocasionando con su fricción sobre el sustrato por el que se desplaza un incremento de la potencialidad erosiva, al comportarse como si se tratase de la quilla de un barco.

En este caso los canales erosivos se estructuran en forma radial en torno a la depresión cratérica, toda vez que el trazado del ferrocarril es perpendicular a la dirección seguida por la nube eruptiva anular, adoptando una disposición similar a los labrados en el volcán Bárcena de la isla de San Benedicto (Archipiélago de Revillagigedo, México), originados por nubes eruptivas freatomagmáticas que hienden, próximas al centro eruptivo, canales erosivos radiales de 3 y 7 m de amplitud y de hasta 430 m de longitud (MOORE, 1967).

Asimismo estos canales erosivos recuerdan a los generados en el volcán Taupo (AD 186, Nueva Zelanda), los cuales fueron interpretados por G.P.L. Walker (1981) como resultantes de la erupción del agua del lago Taupo en forma de "volcanogene waterspout".

El resto de los materiales transportados por la nube eruptiva de forma fluidizada, esto es, los más finos y pequeños, son depositados por encima de los canales erosivos constituyendo una pequeña oleada piroclástica seca. A esta pulsación de tipo freatomagmático suceden otras freáticas muy rítmicas, puesto que estas erupciones se caracterizan por la sucesión de varias explosiones en un pequeño intervalo de tiempo, en la que se proyectan fundamentalmente cuarcitas que se depositan en capas horizontales.

Finalmente a estas pulsaciones de índole freática siguen otras freatomagmáticas concluyendo la actividad volcánica con manifestaciones de tipo freático, que desalojan gran cantidad de fragmentos de la roca encajante, especialmente cuarcitas, cuarzos y esquistos que recubren por completo el interior y el borde del cráter. Por esta razón, tras reconocer este aparato volcánico llegamos a interpretar inicialmente que su apertura se debía a una erupción freática intensa cuando estos materiales proceden únicamente de la última pulsación de índole freática, con la que finalizó la formación de este centro explosivo.

Por último, debemos reseñar que en el diatrema de la Hoya del Mortero se aloja un acuífero o mejor dicho una reserva de agua, la cual es utilizada para regar los cultivos de forrajes que se realizan en el interior de la hondonada y a la vez es bombeada a otras explotaciones próximas. Es muy probable que los conductos magmáticos, a saber, los diatremas de los cráteres explosivos en forma de embudo sean propicios para la recogida y acumulación de las aguas de escorrentía, formándose en ellos pequeños acuíferos de posible interés hidrogeológico.

El cráter explosivo El Pardillo está emplazado a 2,5 km al E de la villa de Poblete, precisamente al sur de la Hoya del Mortero con el que se encuentra imbricado parcialmente. El nombre lo toma del conjunto de alquerías que se alojan en el interior del mismo.

Se compone morfológicamente de una depresión de forma subcircular de grandes dimensiones escotada en su borde septentrional. El diámetro de esta hondonada se sitúa en torno a 1.600 m y la profundidad es de apenas 10 m respecto a la orla de materiales freatomagmáticos que la circunda. Su fondo a semejanza de la Hoya del Mortero tiene forma plana y se hallan alojados fragmentos de rocas del zócalo pulverizado, es decir, convertidos en arenas finas de cuarzo y cuarcita, así como brechas explosivas cuarcíticas y pizarrosas muy angulosas y de 20 a 30 cm de longitud. Por último, se aprecian también bombas volcánicas de 40 a 50 cm de diámetro.

El reborde anular que delimita la hondonada está constituido básicamente por materiales freatomagmáticos, esto es, oleadas piroclásticas secas y húmedas con escasas brechas explosivas, al contrario de lo que sucedía en la Hoya del Mortero. No obstante, el borde anular de materiales freatomagmáticos se halla en su margen meridional cubierto por coladas lávicas pahoe-hoe emitidas desde el Cerro de la Zurriaga, mientras que el extremo septentrional se encuentra fosilizado por brechas explosivas expelidas en la última fase eruptiva de la Hoya del Mortero.

La formación de esta depresión cratérica o *maar* obedece a una dinámica explosiva de tipo freatomagmático como se vislumbra a través de los materiales que definen el borde anular que rodea la depresión, especialmente los de su margen occidental. En este sector por medio de una trinchera de 6 m de espesor realizada para extraer materiales volcánicos destinados a la construcción de la línea del T.A.V, se aprecia que durante la manifestación volcánica se emitieron en varias pulsaciones sucesivas, al menos, dos oleadas piroclásticas basales (Fig. 52).

La primera de ellas es una oleada piroclástica seca de un espesor de 1,7 m compuesta de tobas cineríticas con abundantes fragmentos de cuarzo, cuarcita y pizarra de tamaño centimétrico, dispuestos en láminas poco compactas y de apenas 5 cm de grosor. La oleada seca adopta en conjunto una marcada estratificación horizontal o tableada sin cambios laterales de facies, que se distingue perfectamente de la que adquieren los materiales de proyección aérea por su gran continuidad lateral, gradación invertida de las partículas y especialmente por la presencia de estructuras de deformación postdeposicionales, esto es, de huellas de impacto (*bomb sags*) de brechas explosivas constituidas mayormente por cantos de caliza.

Pese a que la estratificación horizontal de las oleadas piroclásticas secas se asocia siempre a facies distales, a saber, a los materiales alejados del cráter explosivo, donde la nube eruptiva anular tiene escasa intensidad energética y prácticamente se halla desgasificada, predominando un flujo laminar y no turbulento (WOHLETZ y SHERIDAN, 1979); no obstante, en esta ocasión se trata del borde anular que contornea la depresión, esto es, de la facies proximal.

Por consiguiente, aunque Wohletz y Sheridan (1979) clasifican dentro de las oleadas piroclásticas secas tres tipos de estructuras sedimentarias (*sand wave*, masiva y horizontal) asociadas a los diferentes estadios de fluidización por los que atraviesa el flujo durante su emplazamiento, no significa que constituya una norma general sino que se trata más bien de una relación estocástica.

Concretamente, la base del anillo cratérico de El Pardillo está formado por una oleada seca con una perfecta estructura sedimentaria horizontal, sin gradación lateral a estratificaciones cruzadas o de tipo duna, todo lo más ligeramente ondulada e inclinada, lo que permite inferir que las condiciones del flujo de la nube eruptiva rasante fueron de baja intensidad posiblemente en régimen laminar y muy desgasificado. En estas condiciones la nube eruptiva anular rasante deposita los materiales en múltiples láminas de escaso grosor y en posición horizontal.



Fig. 52. Borde occidental del anillo cratérico de El Pardillo.

El carácter proximal de estas oleadas se manifiesta también en la presencia de *bomb sags*, esto es, huellas de impacto de materiales proyectados balísticamente, formados fundamentalmente por cantos de caliza que caen lógicamente en las inmediaciones del centro eruptivo aplastando las capas planares de la oleada seca.

Por encima de la oleada piroclástica seca reposa en discordancia erosiva una oleada basal húmeda de 4 m de potencia, originada a partir de una segunda fase explosiva también freatomagmática pero en la que la razón del contacto agua-magma es elevada (entre 0,3 y 1), produciéndose una menor efectividad en la transformación de la energía térmica en mecánica, por cuanto el agua se transforma en vapor a baja temperatura y, por ende, la fragmentación del magma es menor. El resultado es una explosión freatomagmática en la que la nube explosiva se propaga a una temperatura inferior a la de condensación del vapor de agua, de forma que la mayor parte se transforma en agua durante su deposición. Por esta razón, la oleada piroclástica húmeda presenta la típica estructura caótica o masiva, sin estratificación interna, muy compacta y de aspecto similar a los *mudflow*, pasando a techo a una incipiente laminación horizontal.

Dentro de la oleada húmeda se hallan numerosos fragmentos angulosos de esquisto, caliza, cuarcita y bombas volcánicas, los cuales han sido transportados en suspensión dentro del flujo gaseoso de la nube eruptiva. No obstante, se observan estructuras de canales en U labrados en discordancia erosiva sobre las oleadas piroclásticas secas, rellenos de líticos de caliza, esquisto, cuarcita y también bombas volcánicas. Ello se debe a que la columna eruptiva transporta fluidizados líticos accidentales y también bombas volcánicas, ahora bien, los materiales más voluminosos y de mayor peso tienden a acumularse en la parte basal, por lo que friccionan erosivamente las capas poco compactas de las oleadas piroclásticas depositadas con anterioridad.

Como consecuencia se originan amplias cicatrices o discordancias erosivas en forma de U, colmadas por los mismos componentes desplazados en la nube explosiva, lo que permite definirlos en esta ocasión como coetáneos o sincrónicos a la sedimentación (Fig. 53).

En otros tramos de la trinchera se observa cómo la oleada húmeda decapita por medio de una discordancia erosiva sinuosa la estratificación horizontal de la oleada seca, reduciendo el espesor de este depósito que tiene una gran continuidad lateral y un espesor medio de 1,7 m a 40 y 50 cm e incluso desmantelándolo parcialmente en algunos sectores.

Por último, hemos reconocido en esta oleada húmeda otros tipos de estructuras poco frecuentes en estos depósitos como son conductos de des-



Fig. 53. Canales erosivos en U labrados en el borde anular occidental de El Pardillo.

gasificación (*gas segregation pipes*) propios de coladas piroclásticas, los cuales fueron descritos por vez primera por G.P.L. Walker (1971). Se trata de chimeneas (*pipes*) de desgasificación que sobresalen por sus grandes dimensiones y formas. En efecto, alcanzan en torno a 1 y 2 m de longitud y 20 cm de ancho repletos básicamente de líticos de gran tamaño (cuarcitas, esquistos y fundamentalmente calizas) y dispuestos de forma arborescente o ramificada.

El siguiente cráter explosivo es el de Toro Bizco emplazado a 1 km al SO de El Pardillo y a escasos metros de las coladas lávicas emitidas desde el volcán Cerro de la Zurriaga, integrado en el lineamiento estructural de rumbo N 55° E.

El *maar* de Toro Bizco se caracteriza morfológicamente por una depresión circular y de fondo llano de unos 730 m de diámetro aproximadamente y 15 m de profundidad, hendida por debajo de la superficie topográfica.

En torno a esta hondonada se dispone un borde anular de materiales freatomagmáticos formados por abundantes brechas explosivas dispersas por el fondo y la orla cratérica, constituidas mayoritariamente por cantos y bloques (de hasta 30 cm) de cuarcita subredondeada y redondeada, fragmentos de caliza, pizarra y bombas volcánicas esferoidales y piriformes.

Los fragmentos cuarcíticos bien desgastados pero rotos por la explosión que los proyecta al exterior permiten inferir que la erupción ha sido muy somera, afectando pues a la cobertera sedimentaria que recubre el zócalo paleozoico, concretamente a la formación detrítica basal que ocupa la posición inferior de la sedimentación terciaria.

De nuevo hemos intentado reconstruir la secuencia de las fases eruptivas merced a la trinchera abierta en el extremo oriental de este cráter explosivo (Fig. 54). A grandes rasgos pueden distinguirse tres niveles que de muro a techo son los siguientes: un estrato de cenizas volcánicas de tonalidades amarillentas-anaranjadas de 1 m de espesor; un conjunto de brechas explosivas de 70 cm de espesor formadas por bloques angulosos de caliza (50%), cantos y gravas subredondeadas de cuarcita (20%) y bombas volcánicas y lapillis (30%); y, por último, una oleada piroclástica seca de aproximadamente 2 m de potencia en la que se diferencia un tramo inferior con estratificación laminar horizontal y huellas de impacto de *bomb sags* (fragmentos volcánicos y calcáreos) y otro superior con estructura masiva y mayor contenido de fragmentos líticos de cuarcita y caliza subredondeada.

Conviene aclarar, en primer lugar, que las cenizas volcánicas de tonalidad anaranjada no corresponden al cráter de Toro Bizco, puesto que fueron emi-



Fig. 54. Sección oriental del borde anular del cráter explosivo de Toro Bizco.

tidas por el Cerro de la Zurriaga al comienzo de su actividad volcánica a través de una explosión estromboliana. En efecto, cenizas similares recubren las inmediaciones del Cerro de la Zurriaga y se hallan fosilizadas por las coladas lávicas arrojadas con posterioridad por este volcán.

Así pues, es muy verosímil que la irrupción de Toro Bizco tuviese lugar mediante una ligera explosión de estilo freatomagmático, durante la cual se emitieron materiales de proyección, esto es, tanto bombas volcánicas como brechas explosivas de naturaleza calcárea y cuarcítica. Estos productos aunque tienen continuidad lateral, no obstante, disminuyen a medida que nos distanciamos del aparato volcánico, puesto que al ser de caída sólo se depositan en las áreas cercanas.

A continuación se desarrolla una nube explosiva rasante correspondiente a la citada pulsación freatomagmática, la cual se propaga radialmente en todas direcciones depositando una oleada piroclástica seca, cuyo espesor disminuye conforme se distancia del cráter explosivo. Para terminar es muy probable que la dinámica eruptiva concluyera con una nueva pulsación explosiva de características similares a la inicial, toda vez que la superficie del reborde pericratérico y del interior se halla repleta de cantos cuarcíticos subredondeados y redondeados.

El último de los cráteres explosivos que componen el lineamiento estructural de dirección N 55° E es el Cerro de la Viña, situado a menos de 1,5 km al SE de Toro Bizco y 2,5 km al sur de la villa de Poblete.

Desde el punto de vista morfológico el Cerro de la Viña, perteneciente a la quintería de Valdarachas, está constituido por una depresión circular, abierta hacia el Oeste, de 500 m de diámetro y apenas 15 m de profundidad y de fondo plano. Ahora bien, no está circundado por un borde anular de materiales freatomagmáticos, respondiendo esta singularidad morfológica, como veremos, a la evolución morfoeruptiva experimentada por este aparato.

En efecto, la actividad volcánica se inicia con un mecanismo freatomagmático en el que la interacción agua-magma produce una explosión violenta, que origina por debajo de la superficie preeruptiva una depresión cratérica, al tiempo que la columna eruptiva se desplaza radialmente depositando en aureola una oleada piroclástica húmeda. Donde mejor conservados se hallan estos depósitos es a 1,5 km al sur del Cerro de la Viña, concretamente en la margen derecha del río Jabalón, fosilizados por los aluviones de la terraza fluvial +10 m.

La oleada húmeda se caracteriza por una estructura masiva de 3,5 a 4 m de espesor aunque se aprecia una incipiente estratificación horizontal a base de pequeñas láminas compactas que contienen abundantes fragmentos de

cuarzo y pizarra de pequeño tamaño. Sobre ellas se apoya un nivel de carbonato muy diagenetizado y compacto de 50 cm de espesor que engloba una gran cantidad de xenolitos, procedentes de la erupción volcánica del Cerro de la Viña.

Efectivamente, a través de una sección de lámina delgada se observa cómo los carbonatos adoptan una estructura microcristalina homogénea, con grietas de retracción y un alto contenido de cuarcitas, pizarras y materiales volcánicos. Así pues, estos carbonatos se depositan siguiendo siempre la interpretación de M^a Angeles García del Cura- en un ambiente claramente lacustre, probablemente en una charca somera en la que caen materiales volcánicos y líticos emitidos desde el Cerro de la Viña.

Por encima, descansan aluviones de 2 a 3 m de espesor constituidos fundamentalmente por cantos y gravas de cuarcita y caliza rodadas, soldados por abundante cemento calcáreo. En lámina delgada se aprecia que el esqueleto se compone de granos de cuarzo, cuarcita, pizarra, esquisto e incluso de fragmentos volcánicos. Por otro lado, la matriz está definida por cemento micrítico con abundantes algas en la pasta, lo cual según M^a Angeles García del Cura desvela que la deposición de los carbonatos y de la fracción detrítica ha sido sincrónica, produciéndose en unas condiciones sedimentarias propias de un ambiente de baja dinámica fluvial o de connotaciones lacustres.

Por último, la formación aluvial de la T+10 m consta a techo de una costra carbonatada laminar de 5 a 30 cm de espesor. Esta costra se ha formado mediante un proceso edáfico, toda vez que los carbonatos presentan una microestructura pisolítica. En cualquier caso, la génesis de estas costras carbonatas han tenido lugar tras la deposición de la T +10 m, a saber, en torno al Pleistoceno medio.

Al mismo tiempo, podemos precisar que la apertura de la depresión cratérica del Cerro de la Viña se anticipa a la deposición de la T +10 m del río Jabalón, acaeciendo antes del Pleistoceno medio.

Con posterioridad, tras el cese del mecanismo explosivo freatomagmático que horada la depresión cratérica del Cerro de la Viña, se produce un cambio en la dinámica volcánica al proseguir mediante una fase estromboliana, con proyección al aire de piroclastos y la emisión de materiales lávicos.

Los primeros se sitúan en el interior y en el borde oriental del cráter, en tanto que las lavas se reducen a una única colada lávica que desborda el cráter explosivo en todas direcciones, disponiéndose pues en aureola. Se trata de una colada de escaso espesor pues no sobrepasa los 4 m (a excepción del extremo occidental donde alcanza 10 m), cuya morfología externa adquiere formas de transición, esto es, con aspecto liso y suave en el extremo occi-

dental y meridional, típico de lavas pahoehoe, y rugosas y escabrosas en el margen oriental, englobando además curiosamente gravas y cantos de cuarcita subredondeados. Estos materiales probablemente fueron incorporados por el flujo lávico tras ser lanzados al exterior durante la fase freatomagmática inicial.

Por otro lado, en el interior del cráter explosivo del Cerro de la Viña se hallan reclusos niveles de escasa entidad de lavas de morfología típicamente pahoehoe, por lo que no pueden catalogarse como auténticas plataformas resultantes de una actividad de lago de lava, sino que se trata más bien de los últimos aportes emisivos de la fase estromboliana con el que termina el ciclo eruptivo de este cráter explosivo.

Para finalizar, hay que añadir la perforación en el extremo septentrional del Cerro de la Viña de otra hondonada cratérica, conocida por La Encina, en donde se emitieron abundantes brechas explosivas, entre ellas pizarras y cuarcitas pulverizadas y como elemento más singular cantos y gravas rodadas de cuarcita. Al mismo tiempo sobre la colada lávica del Cerro de la Viña se origina un potente nivel de costras carbonatadas laminares y brechoides de 2 a 3 m de espesor, a partir de un prolongado proceso edáfico.

Así pues, es evidente que la segunda fase eruptiva del Cerro de la Viña de estilo claramente estromboliano, apenas modifica los rasgos morfológicos de este cráter explosivo, limitándose a sustituir el borde anular de materiales freatomagmáticos que contornea la hondonada por una colada lávica. Por consiguiente, el elemento morfológico por excelencia de estos volcanes freatomagmáticos como es la depresión excavada por debajo de la superficie topográfica, permite tipificar sin incertidumbre alguna al Cerro de la Viña como cráter explosivo.

Los dos últimos cráteres explosivos que vamos a abordar en este epígrafe, a saber, el de Bernegil y Los Espejuelos pertenecen a la alineación estructural de dirección N 120° E.

En concreto, el *maar* de Bernegil está situado a 1,5 km al sur de la villa de Poblete y apenas 1 km al Oeste de Toro Bizco. Sobre la formación de este cráter explosivo disponemos de escasa información, toda vez que se carece de cortes o trincheras que permitan analizar los tipos de depósitos y estructuras, así como los mecanismos eruptivos de la secuencia volcánica. Así pues, debemos conformarnos para tratar de desvelar la génesis de este cráter con la morfología y los materiales desperdigados que se alojan en el interior del cráter y los alrededores.

El nombre de la hoya de Bernegil deriva etimológicamente de la palabra bernegal, la cual define a un tazón de boca ancha o a una tinaja en la que se

recogen las aguas de lluvia. Precisamente el cráter explosivo de Bernegil tiene una forma muy similar, pues se compone de una depresión subcircular y de fondo llano, cuyas dimensiones son de 1.130 m de diámetro mayor y de apenas 10 a 14 m de profundidad, circundada a excepción de la margen oriental por un reborde de materiales freatomagmáticos. Estos están constituidos en superficie por fragmentos heterométricos de cuarcita, pizarra, caliza y piroclastos, cuyos tamaños oscilan desde varios centímetros hasta 50 cm e incluso 1 m de longitud, siempre con formas muy angulosas.

Al mismo tiempo el interior de la hoya de forma completamente plana se halla cubierto de arenales de granos de cuarzo y cuarcita, formados a partir de la pulverización del sustrato paleozoico. Por consiguiente, es más que probable que la apertura de la hoya de Bernegil se originase a partir de una erupción explosiva freatomagmática con proyección de brechas explosivas del sustrato paleozoico y de la cobertera sedimentaria, depositándose éstas en las inmediaciones de la boca eruptiva. Por lo demás desconocemos si la nube eruptiva desencadenada durante la erupción freatomagmática depositó oleadas piroclásticas secas o húmedas, aunque al menos originó el reborde anular que circunda la depresión a semejanza de un bernegil.

El cráter de Los Espejuelos está situado muy cerca de la villa de Poblete, concretamente a 500 m al SO de esta población, seccionado de N a S por la carretera N-420 de Ciudad Real a Puertollano. Por esta razón, merced a las trincheras de la carretera que cortan los dos extremos del borde anular se puede averiguar cuales han sido las diversas etapas eruptivas y los tipos de mecanismos que ha experimentado este edificio volcánico.

Desde el punto de vista morfológico, el cráter explosivo de Los Espejuelos cuenta con una amplia hondonada de forma circular y de fondo llano muy somero, de unos 1.000 m de diámetro y apenas 10 a 15 m de profundidad, rodeado de un anillo de materiales freatomagmáticos imbricado con el de Bernegil por su margen oriental.

En la trinchera del extremo septentrional de Los Espejuelos se observa que el borde anular que circunda la depresión cratérica está constituido por oleadas piroclásticas secas, donde se aprecian estructuras sedimentarias unidireccionales variadas, tales como estratificaciones cruzadas de tipo duna, planares e incluso hasta huellas de *bomb sags* de bloques de caliza y cuarcita. Así pues, parece claro por el tipo de depósitos que conforman el anillo cratérico que la formación de la hondonada y el borde anular de Los Espejuelos es resultado de una erupción freatomagmática, esto es, muy explosiva por la interacción en condiciones óptimas de agua y magma, en una proporción de 0,1 a 0,3 aproximadamente.

No obstante, en el extremo meridional de Los Espejuelos la base del anillo cratérico se compone de materiales de proyección aérea, a saber, de lapillis y cenizas que alcanzan 1,5 m de espesor. Se caracterizan por adoptar una estratificación horizontal dispuesta en capas de 40 a 60 cm de grosor, predominando a techo las cenizas, esto es, los fragmentos de proyección de menor tamaño de tonalidades verdosas-amarillentas. Esto significa, por ende, que la dinámica volcánica se inicia en Los Espejuelos con una fase estromboliana en la que además de los materiales piroclásticos se emite una colada lávica pahoehoe, la cual se desplaza hacia el mediodía recorriendo 1 km hasta alcanzar el emplazamiento de la actual estación de bombeo de CAMPSA.

Así pues, la actividad eruptiva de Los Espejuelos arranca con una fase típicamente estromboliana que deriva ulteriormente a una freatomagmática, merced al descenso de la presión de la dispersión gas-partícula del conducto hasta situarse por debajo de la hidrostática. Ahora bien, entre ambos mecanismos debió transcurrir un dilatado período de tiempo en el que tuvo lugar un proceso edáfico, toda vez que sobre los lapillis reposa un nivel de costra carbonatada de facies pisolítica e intercalaciones de lechos de arcillas de tonalidad rojiza pálida.

Tras la fase freatomagmática a la que corresponde la apertura de la depresión cratérica y la emisión de una oleada piroclástica seca de 3 m de espesor, sucede una pequeña pulsación explosiva estromboliana con proyección de una capa de lapillis que alcanza 20 cm de espesor y otra freática en la que se deposita un conjunto de brechas explosivas de 50 cm a 1,5 m de espesor, con predominio de cantos y gravas redondeadas de cuarcita. Para finalizar, sobre estos materiales reposa una oleada piroclástica seca culminante, por lo que la secuencia eruptiva se cierra con una última fase freatomagmática.

b.2.- Cráter explosivo de Cuelgaperros

Pese a que Cuelgaperros se halla a escasos metros de la quintería de Cantagallos y que el topónimo que aparece recogido en el mapa topográfico es el de Longueras, preferimos emplear la denominación de Cuelgaperros puesto que así es conocido entre los conterráneos.

El cráter explosivo de Cuelgaperros localizado a 2 km al ONO de La Puebla, entre los domos exógenos de tipo cabezo del Cerrajón de La Puebla al ESE y del Cerro de las Moreras al O, representa el aparato volcánico de tipo *maar* más destacado y de mayores dimensiones de la cuenca baja del río Jabalón.

Eumenio Ancochea (1983) interpreta morfológicamente que este aparato volcánico está formado, en realidad, por dos depresiones cratéricas elípticas imbricadas, de tal manera que comparten el borde pericratérico. En concreto, la mayor de ellas identificada como Longueras Oeste de unos 1.600 m de diámetro mayor se entallaría parcialmente en el domo del Cerro de las Moreras. Ahora bien, discrepamos de dicha explicación pues el *maar* de Cuelgaperros dispone únicamente de una hondonada cratérica semielíptica y de fondo llano de unos 1.600 m de diámetro mayor y 40 m de profundidad, circundada por un borde de materiales freatomagmáticos a excepción lógicamente de la margen occidental y de la meridional, pues aquí se halla sólo definida por un retazo de costra carbonatada de 500 m de longitud y 2 m de espesor (Fig. 55).

Así pues, la depresión de Cuelgaperros tal y como la interpretamos coincide con la de Longueras Oeste, con la salvedad de que tiene forma semielíptica abierta al O y, por ende, no se ha labrado sobre el domo de las Moreras. Por último, a nuestro juicio la depresión indentificada por Ancochea (1983) como Longueras Este corresponde más bien a un simple barranco modelado en el flanco oriental del borde que contornea la depresión de Cuelgaperros.



Fig. 55. Vista occidental del cráter explosivo de Cuelgaperros.

A pesar de que la depresión de Cuelgaperros se ha labrado sobre la cobertura sedimentaria pliocena de la subcuenca de Poblete, el fondo se halla recubierto fundamentalmente por materiales del sustrato paleozoico, concretamente de fragmentos de cuarcita y pizarra, acompañados de bombas volcánicas de gran tamaño. No obstante, pueden distinguirse dos áreas contrapuestas: por un lado, el extremo meridional constituido por arenas de cuarzo y cuarcita muy angulosas y rotas, además de cantos pequeños subredondeados de cuarcita y bombas volcánicas de escasa magnitud; y, por otro, el septentrional formado de abundantes brechas explosivas de gran tamaño que constan de pizarras (de hasta 2,4 m de longitud), calizas (entre 1,6 y 2,4 m) y cuarcitas (de 2 m), todas ellas muy angulosas, así como bombas volcánicas superiores a 2 m de longitud.

El reborde pericratérico de la depresión se compone exclusivamente, al menos en superficie, de brechas explosivas de tamaño muy heterométrico y formas muy angulosas, predominando claramente los materiales del sustrato paleozoico, tales como cuarcitas y pizarras, acompañados de calizas y bombas volcánicas. Al mismo tiempo, se aprecia una selección granulométrica en la distribución de las brechas explosivas, siendo de mayor tamaño en las proximidades del escarpe cratérico, mientras que en las áreas distales predominan las partículas más pequeñas del orden de una decena de centímetros.

Conviene matizar, por la relevancia a la hora de averiguar cómo ha acontecido la erupción volcánica en este aparato, que el límite meridional de la hondonada no aparece orlado por materiales freatomagmáticos, sino por un retazo de costra carbonatada, la cual engloba brechas explosivas de pequeño tamaño. Por último, hemos constatado que oleadas piroclásticas secas emitidas desde Cuelgaperros se hallan situadas a más de 5 km al E, recubriendo por completo las planicies de Parrales y La Cuna. A la par también se extienden hacia el Norte sobre más de 2,5 km hasta las inmediaciones del volcán piroclástico Cabezo Jimeno (Fig. 56).

Las claves fundamentales para interpretar las condiciones y el momento en qué tuvo lugar la actividad eruptiva de Cuelgaperros residen precisamente en la margen meridional del borde cratérico. Según se recoge en la hoja nº 784 del MAGNA la apertura del cráter de Cuelgaperros se produjo sobre las calizas pliocenas, quedando reducidas tras la manifestación explosiva, a una estrecha banda que circunda parcialmente la base de la depresión cratérica (IGME, 1988). No obstante, creemos que dicha apreciación es incorrecta, pues se trata de acumulaciones de carbonatos que se prolongan a lo largo de 500 m por el borde del mediodía de la hondonada. Concretamente, estos depósitos descansan sobre estratos impermeables de margas, cuyo espesor total oscila entre 5 y 15 m, razón por la cual presentan una disposición ondulada.

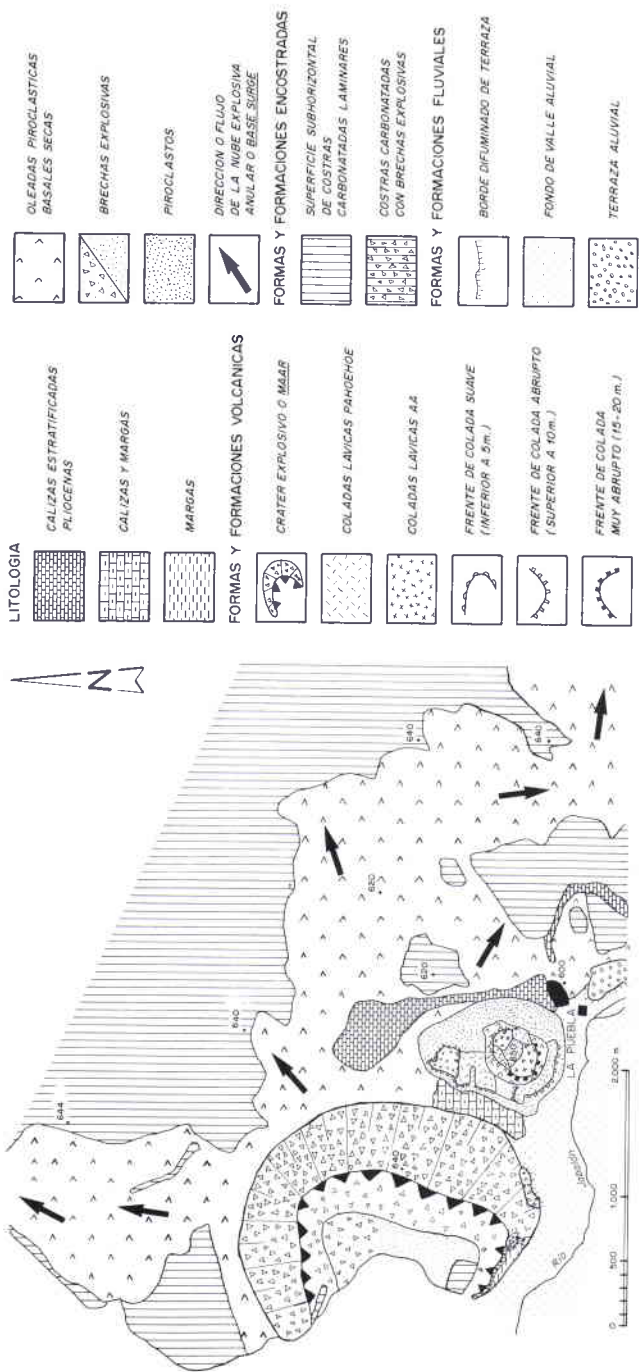


Fig. 56. Esquema geomorfológico del cráter explosivo de Cueltaperros y del Cerrujón de La Puebla.

En los materiales carbonáticos podemos distinguir dos niveles: uno superior de estructura masiva y compacta, de 50 cm, que engloba abundantes impurezas de naturaleza volcánica, brechas explosivas homométricas de cuarcita y pizarra e incluso bombas volcánicas; y otro inferior, de aproximadamente 1,3 m, constituido por costras carbonatadas de 5 a 6 m de espesor, con deformaciones en forma de *slumping*, que incorporan también impurezas volcánicas fundamentalmente cenizas y lapillis, sin apenas brechas explosivas.

En el tramo inferior de la formación carbonatada se distingue a través de lámina delgada, según M^a Angeles García del Cura, la constancia de pequeños fragmentos piroclásticos (vítreos y plagioclasas), así como cuarzos y pizarras, insertos en un cemento carbonático microcristalino, afectados por procesos de bioturbación (Fig. 57). Así pues, para M^a Angeles García del Cura es muy presumible que los carbonatos se hayan formado en una charca somera, en donde a la vez caían materiales volcánicos explosivos.

Por otro lado, en la parte superior del encostramiento carbonatado se observa en lámina delgada que contienen fragmentos de roca volcánica y metamórfica y que el cemento adopta una estructura micropisolítica, lo que evidencia que se trata de materiales lacustres posteriormente edafizados (Fig. 58).

Por encima de esta formación carbonatada que cierra la depresión se halla una pequeña acumulación fluvial de apenas 1 a 2 m de espesor, situada a +20-22 m respecto al cauce del río Jabalón.

Este depósito fluvial se compone de gravas redondeadas de cuarcita y caliza y de arenas finas en granoselección directa, acompañadas de alguna que otra bomba volcánica, pero sin brechas explosivas procedentes de Cuelgaperros, todas ellas cementadas por abundante carbonato cálcico. En lámina delgada M^a Angeles García del Cura detecta clastos de caliza micrítica, granos de cuarzo polimícticos, así como granos de feldespato potásico, esquistos y cenizas rodadas (Fig. 59). No obstante, lo más sobresaliente es la presencia de fragmentos de ostrácodos, puesto que revelan unas condiciones de baja dinámica fluvial próximas a un ambiente lacustre.

Por último, el nivel de acumulación fluvial +20-22 del río Jabalón está fosilizado por materiales freatomagmáticos, fundamentalmente brechas explosivas que conforman el extremo meridional del borde pericratérico de Cuelgaperros (Fig. 60).

Teniendo en cuenta las consideraciones expuestas es lógico inferir que la formación de la depresión de Cuelgaperros es efecto de una erupción de tipo freatomagmático, en la que, al menos, pueden distinguirse dos períodos

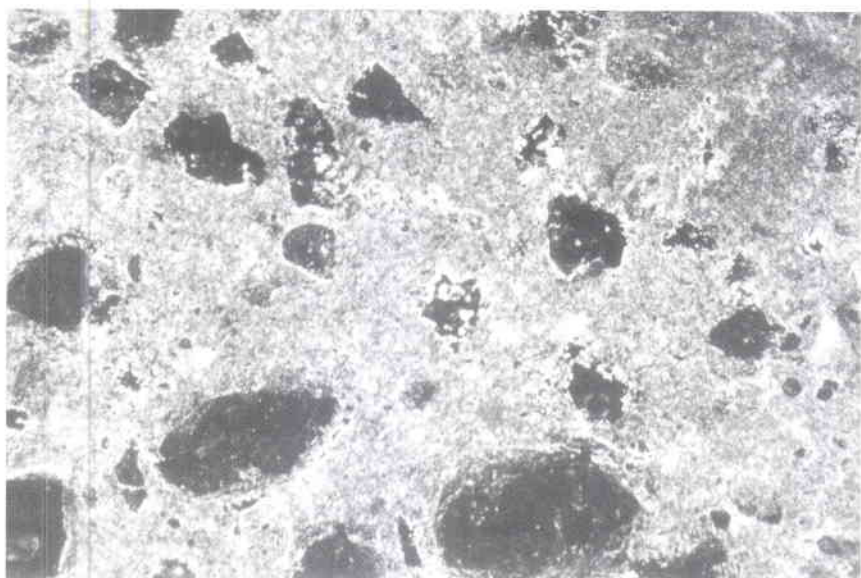


Fig. 57. Nivel inferior de la costra carbonatada del borde meridional de la depresión de Cuelgaperros (Nicoles cruzados x 30 aumentos).

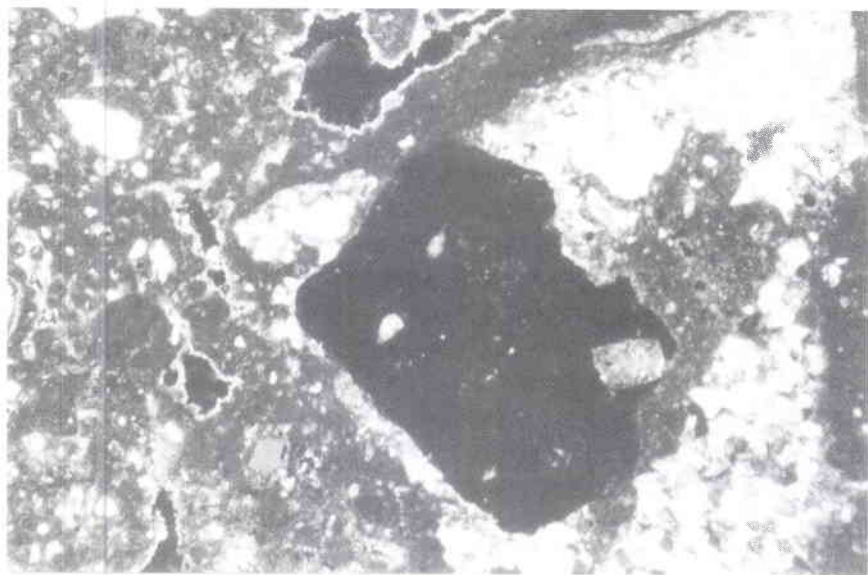


Fig. 58. Tramo superior de la costra carbonatada del borde meridional de la depresión de Cuelgaperros (Nicoles cruzados x 30 aumentos).

o momentos explosivos. En efecto, la actividad volcánica comienza con una pequeña explosión freatomagmática que tiene lugar precisamente en un área lacustre o encharcada, favorecida por el sustrato margoso que actuó como nivel impermeable. El resultado de esta pequeña fase freatomagmática se redujo a la liberación de los materiales que taponaban la chimenea volcánica y, por ende, a arrojar brechas explosivas, las cuales precisamente cayeron en dicha laguna, quedando posteriormente cementadas por el carbonato cálcico que allí se estaba depositando (Fig. 61). Así pues, queda patente que la etapa freatomagmática inicial es sincrónica a la génesis de las costras carbonatadas.

Sucede a esta primera manifestación explosiva un período de reposo durante el cual se sedimenta sobre las costras carbonatadas, el nivel de acumulación fluvial +20-22 m del río Jabalón en condiciones de baja dinámica fluvial. Con posterioridad, se reanuda la dinámica volcánica con una explosión freatomagmática más virulenta y prolongada, en la que queda definitivamente labrada la depresión y el borde pericratérico de materiales freatomagmáticos de Cuelgaperros, el cual además fosiliza el N.A.F. +20-22 m.

Por consiguiente, podemos precisar mediante cronología relativa la edad en que tuvieron lugar cada una de estas pulsaciones explosivas. En efecto, es evidente que la primera de ellas se produjo con anterioridad a la deposición

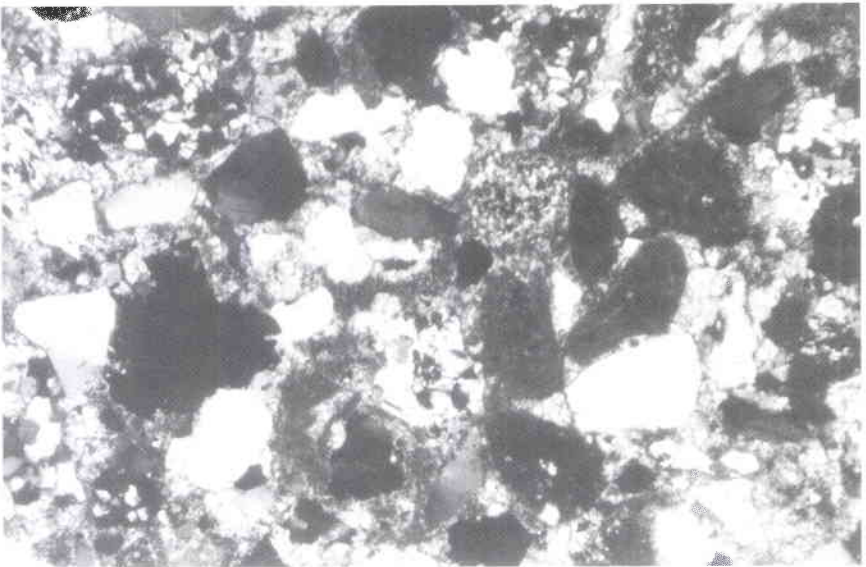


Fig. 59. Lámina delgada del nivel de acumulación fluvial +20-22 m del río Jabalón (Nicoles cruzados x 30 aumentos).

del N.A.F. +20-22 del río Jabalón, esto es, en torno al Pleistoceno inferior, en tanto que la fase paroxismal de la erupción freatomagmática aconteció a finales del Pleistoceno inferior o en el límite entre el Pleistoceno inferior y medio.

La presencia en el borde meridional de la depresión de una formación de carbonatos confirma claramente la existencia de una zona lacustre, por lo que consideramos que la fase inicial freatomagmática se produjo prácticamente en la misma laguna. En efecto, consistió en una explosión muy somera en la que apenas se expelieron brechas explosivas, las cuales además se depositaron en su interior, quedando cementadas por el carbonato cálcico que posteriormente se depositó.

Tras la formación de las costras carbonatadas se produjo la sedimentación del nivel de acumulación fluvial +20-22 m del río Jabalón en unas condiciones fluviolacustres, por lo que ambas formaciones revelan un período prolongado de condiciones endorreicas en la dinámica del río Jabalón, tal vez como consecuencia de la interrupción de su cauce por la emisión de materiales volcánicos de los aparatos eruptivos que entraron en actividad a comienzos del Pleistoceno.

En la segunda fase freatomagmática es cuando realmente se alcanza el paroxismo explosivo de esta erupción y se forma el cráter explosivo de Cuelgaperros.

En efecto, se trata de una explosión muy violenta y potente, pues la interacción agua-magma produce la fragmentación del sustrato encajante, fundamentalmente cuarcitas y pizarras, lo que revela que la explosión acontece a una mayor profundidad.

Al tiempo que se emiten brechas explosivas del sustrato encajante, la explosión origina también una nube eruptiva que no se desarrolla en forma anular, sino que adopta una disposición en abanico dirigida hacia el norte y el levante. Concretamente, la columna explosiva rasante se traslada a gran velocidad transportando en suspensión materiales del sustrato paleozoico (fundamentalmente cuarcitas y pizarras heterométricas y angulosas), de la cobertera terciaria (calizas) y volcánicos (lapillis, cenizas y bombas), que se sedimentan en forma de oleada piroclástica seca hasta 2,5 km al norte y más de 5 km al E, recubriendo por completo las pequeñas planicies de la Hoya del Parral y de los Parrales respectivamente.

En la trinchera de la carretera local de Ciudad Real a Aldea del Rey, concretamente en la proximidad del paraje de Las Pilas, se aprecia que las oleadas piroclásticas secas presentan una facies intermedia definida por una estructura horizontal y en ocasión inclinada (cercañas de La Puebla), con deformaciones

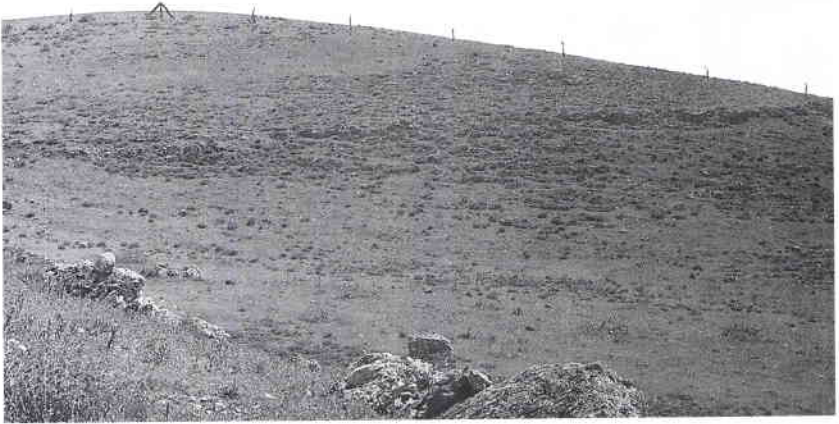


Fig. 60. Nivel de acumulación fluvial +20-22 m del río Jabalón fosilizado por el borde surentrional del cráter explosivo de Cuelgaperros.

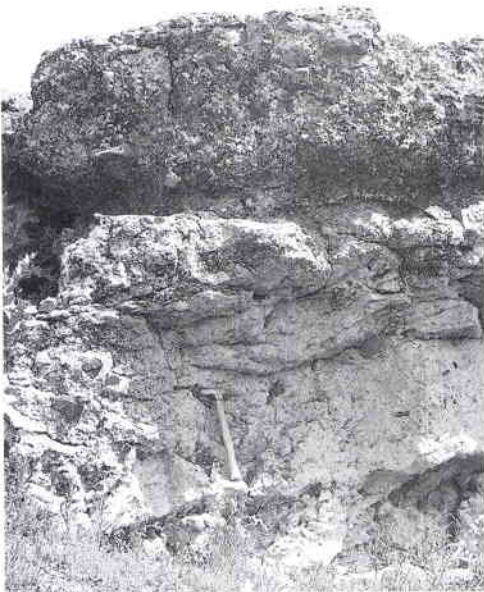


Fig. 61. Brechas explosivas intercaladas en el tramo superior de la costra carbonatada del borde meridional de la depresión de Cuelgaperros.

postdeposicionales consistentes en *bomb sags*. La oleada está constituida por láminas de 4 a 5 cm de grosor de tobas cineríticas poco compactas que engloban fragmentos de varios milímetros de cuarzo, cuarcita, pizarra y caliza de bordes muy angulosos, así como cenizas volcánicas con gradaciones invertidas.

No obstante, en las proximidades de la ermita de La Puebla se aprecian depósitos masivos correspondientes muy probablemente a una oleada piroclástica húmeda, que contiene fragmentos de materia orgánica carbonizada debido a la alta temperatura de emplazamiento de estos depósitos. A través de una datación absoluta de esta materia orgánica carbonizada sería posible concretar la edad de la erupción freatomagmática de Cuelgaperros, que en cualquier caso debió ser posterior al Pleistoceno inferior.

Para terminar debemos señalar que las oleadas piroclásticas secas emitidas desde Cuelgaperros se encuentran en el extremo oriental, esto es, en Las Pilas y Parrales, fosilizadas por formaciones de costras carbonatadas de unos 2 m de espesor que definen una superficie subhorizontal de acumulación, que se extiende sin solución de continuidad por todo el extremo oriental y nororiental del Campo de Calatrava, hasta la localidad de Almagro e incluso de Daimiel, a saber, sobre una distancia de más de 30 kilómetros de longitud.

En una cantera abierta en la superficie tabular de Los Parrales cerca de la C.L de La Puebla a Pozuelo, se puede distinguir de muro a techo los siguiente niveles (Fig. 62): la facies distal de una oleada piroclástica seca de 3 m de espesor caracterizada por una estructura en láminas horizontales de 5 a 15 cm de grosor; un estrato de 50 cm definido por oleadas piroclásticas secas de estructura horizontal que alternan con pequeñas capas de costras carbonatadas; y, por último, una costra carbonatada de 1 m de espesor de facies masiva-pulverulenta en el tramo inferior y laminar en el superior.

No obstante, en lámina delgada se aprecia que las costras carbonatadas laminares adoptan una microestructura pisolítica con bandas homogéneas y concéntricas, que indican según M^a Angeles García del Cura un origen édifico (Fig. 63).

Queda pues claro que las facies distales de las oleadas piroclásticas secas emitidas por Cuelgaperros están fosilizadas por dicha formación, toda vez que se extienden sin solución de continuidad hasta el borde del cráter explosivo. Por consiguiente, la edad de estas costras carbonatadas no puede atribuirse al Pliocuaternario como habían interpretado Pérez González (1982) y el IGME (1988), al extrapolar su edad de las costras que definen la llanura manchega, sino a un período más reciente presumiblemente al Pleistoceno



Fig. 62. Facies distal de oleada piroclástica seca de Cuelgaperros fosilizada por un nivel de costra carbonatada correspondiente a la superficie tabular de Parrales.

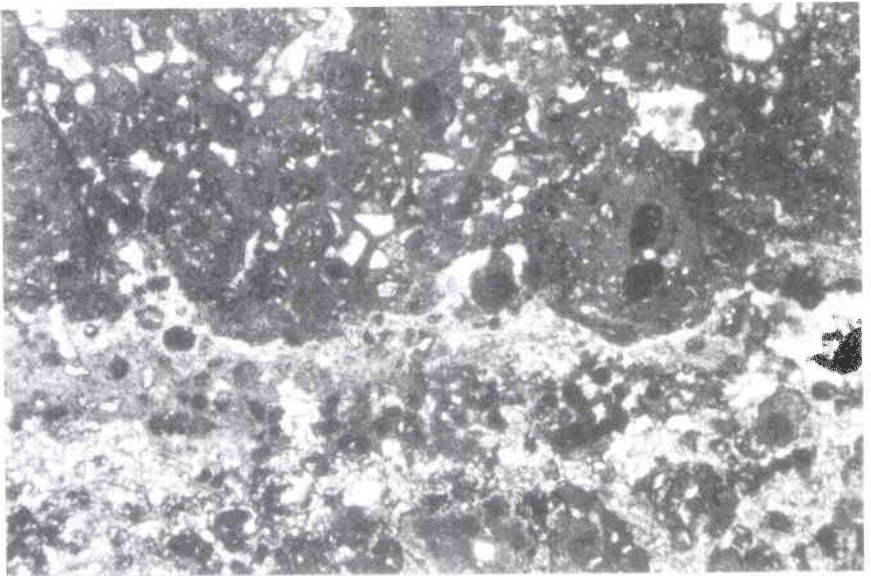


Fig. 63. Tramo superior de la formación de costras carbonatadas de Parrales (Nicoles cruzados x 30 aumentos).

medio, pues su génesis es posterior a la erupción de Cuelgaperros, acontecida a finales del Pleistoceno inferior.

En definitiva, la apertura del cráter explosivo de Cuelgaperros ha tenido lugar entre la edafogénesis de la costra carbonatada que define el borde meridional de la depresión cratérica y la deposición del nivel de acumulación fluvial +20-22 m del río Guadiana, esto es, entre el Pleistoceno inferior y medio.

B. Volcanes piroclásticos

Los volcanes piroclásticos se reducen en el Campo de Calatrava a conos piroclásticos, esto es, a materiales de proyección aérea de composición básica que consisten únicamente en pequeños conos de planta circular o elíptica, sin cráteres culminantes o escotados y muy disminuidos en sus dimensiones por la erosión. El número de centros eruptivos de este tipo es muy escaso limitándose a los volcanes Cabezo del Rey, Cabezo Jimeno, Cabezo de la Serna y Cerro de la Sabineta, siendo los dos primeros los que presentan una mayor entidad e interés morfológico.

El tipo de mecanismo eruptivo que origina estos volcanes piroclásticos es básicamente de tipo explosivo muy atenuado, con proyección de bombas volcánicas y escorias que se sueldan al caer aún incandescentes originando tobas volcánicas. En realidad, estas pequeñas explosiones magmáticas son similares a las que acaecen durante las erupciones de tipo estromboliano, pero con una gran riqueza de gases que escapan violentamente fragmentando y proyectando los materiales magmáticos, sin salida libre y desgasificada de flujos lávicos.

a. Cabezo del Rey

El aparato Cabezo del Rey, situado a 200 m al E de la villa de Poblete, está constituido por un cono piroclástico de apenas 80 m de altura relativa, con pequeños retazos de coladas lávicas que se localizan en la base septentrional del cono y en su cima. Por otro lado, en el extremo meridional y occidental del pie del cono se extiende un pequeño manto de materiales de proyección, constituido básicamente por lapillis y escorias en estratos horizontales que llegan hasta la localidad de Poblete (Véase fig. 48).

Así pues, a pesar de que este edificio tenga el topónimo de Cabezo del Rey, no obstante, no corresponde morfológicamente a esta tipología, puesto que se trata simplemente de un cono formado por materiales de proyección

aérea. En efecto, se reconocen en él desde bombas volcánicas esferoidales y piriformes de 40 a 80 cm de longitud, concentrados principalmente en el extremo occidental y meridional, hasta bloques volcánicos de 1,7 m. Por otro lado, la base oriental del cono del Cabezo del Rey está formada por tobos volcánicos, es decir, materiales de proyección, soldados y cementados por carbonato cálcico, apreciándose además cristales de palagonita y sideromelana que indican que se depositaron en un área encharcada (Fig. 64).

La actividad eruptiva del Cabezo del Rey responde, en líneas generales, a una manifestación explosiva de tipo probablemente estromboliana aunque con ciertas connotaciones vulcanianas, con desgasificación rápida y tranquila del magma detenido en la chimenea. Por esta razón, consideramos que los retazos lávicos pues no se puede hablar realmente de coladas propiamente dichas, distribuidos por el extremo septentrional del pie del cono son puramente testimoniales, predominando claramente los fenómenos explosivos. No obstante, tras el cese de la actividad explosiva que concluye con la edificación del cono del Cabezo del Rey, se produce la emisión terminal en la cima del cono de pequeñas coladas lávicas viscosas que se solidifican en la cima del cono. En efecto, en la ladera oriental hemos diferenciado dos pequeñas coladas lávicas superpuestas: la primera de morfología escoriácea y escabrosa, esto es, de tipo aa

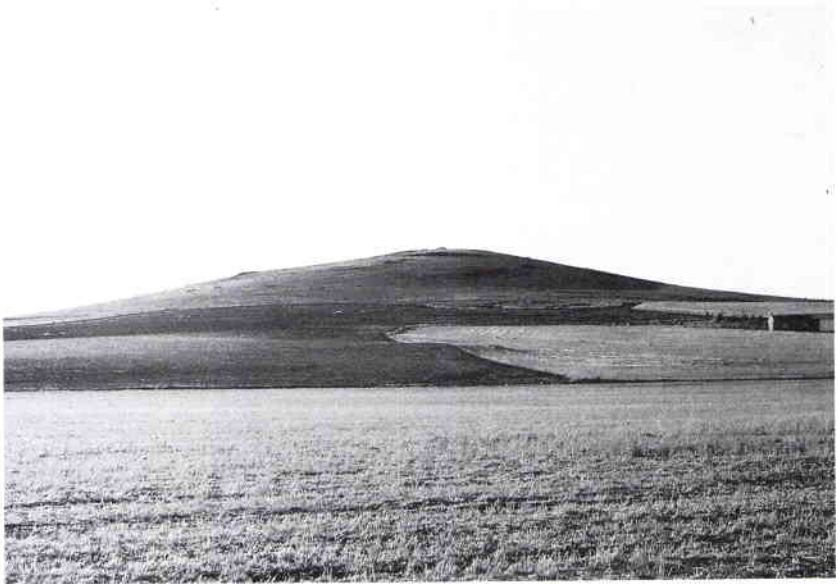


Fig. 64. Cono piroclástico del Cabezo del Rey visto desde el Este.

con un pequeño frente de 2 a 3 m de espesor y la segunda que apenas se desplaza 500 m por la ladera y adopta un frente de 2 m.

Al mismo tiempo, en el flanco occidental se observan tres pequeñas coladas lávicas de sólo 20 m de longitud. Las dos primeras tienen superficies externas muy lisas y suaves, típicas de lavas pahoehoe, con un pequeño escarpe de 2 m cada una de ellas. Por último, la tercera está prácticamente situada en la cúspide del cono y cuenta con un frente de 1 m. Asimismo en el costado norte del cono se encuentra otra colada de moderadas dimensiones, sin sobrepasar los 10 m de longitud y 4 m de espesor, con morfología externa de transición, es decir, suave y escoriácea a la par.

Esta última fase volcánica con la que concluye la dinámica del Cabezo del Rey recuerda, salvando las diferencias, las emisiones terminales de coladas lávicas que tienen lugar en las erupciones vulcanianas.

b. Cabezo del Palo

Está situado en las cercanías de la quintería de Sancho Rey a 3,5 km al O de la villa de Ciudad Real, cerca de la margen izquierda del río Guadiana.

El Cabezo del Palo está formado únicamente por un pequeño cono volcánico de 40 m de altura, constituido exclusivamente por materiales piroclásticos. En su facies de núcleo de cono predominan los fragmentos de mayor tamaño, esto es, bombas esferoidales, con corteza de pan, de hasta 3 m de diámetro y escorias, todos ellos soldados por la irregularidad y escabrosidad de sus formas.

No obstante, al alejarnos hacia posiciones más distales se aprecia el predominio de las fracciones de menor tamaño, esto es, fundamentalmente lapillis, tal es el caso de las canteras del sector oriental. Así pues, es clara la selección granulométrica de los materiales de proyección aérea en función del mecanismo de diferenciación gravitacional como lo denomina Milankovitch (1979). En efecto, los productos más pesados y voluminosos como las bombas y los bloques son los que primero se depositan en las cercanías de la boca eruptiva presentando una disposición inclinada, mientras que las fracciones más pequeñas se desplazan más lejos y caen en las áreas más distales y alejadas, dispuestos en estratos horizontales.

Sin embargo, en la cima del cono piroclástico hay una pequeña colada lávica pahoehoe en forma de corona, lo que evidencia que tras una prolongada actividad explosiva, que edifica el cono piroclástico, tiene lugar la emisión terminal y testimonial de una pequeña colada.

Por último, en las canteras orientales del Cabezo del Palo se aprecia cómo sobre un nivel de lapillis y escorias de 21 m de espesor se superpone

un depósito freatomagmático de oleadas piroclásticas secas de 5 m, con estratificación horizontal y deformaciones postdeposicionales a partir de *bomb sags* de naturaleza pizarrosa y de 15 a 20 cm de longitud (Fig. 65).



Fig. 65. Facies de pie de cono del Cabezo del Palo fosilizada por una oleada piroclástica seca expelida desde la Hoya del Palo.

En realidad, tales materiales freatomagmáticos ceñidos exclusivamente a esta posición no corresponden a una fase freatomagmática acontecida en el Cabezo del Palo, máxime cuando en su extremo meridional se halla adosada una depresión cratérica. Así pues, la oleada piroclástica seca que fosiliza la facies de pie de cono del Cabezo del Palo procede del cráter explosivo de la Hoya del Palo, de más de 2.000 m de diámetro mayor y 10 m de profundidad, labrado a través de una explosión freatomagmática que se origina una vez construido el cono del Cabezo del Palo.

C. Volcanes mixtos

Los volcanes mixtos configuran junto con los edificios lávicos de tipo negrizal los aparatos volcánicos de mayores proporciones. Sus formas son también muy sencillas limitándose a conos que, a diferencia de los volcanes piroclásticos, alcanzan mayores dimensiones y presentan formas simétricas,

coronados algunos de ellos por pequeños cráteres circulares. Aparte de los conos de lapillis, escorias y bombas volcánicas se componen también de coladas lávicas muy fluidas, emitidas a través de fisuras laterales o bien desde los cráteres, que se desplazan por las inmediaciones en forma de abanico o se encauzan por pequeños valles.

La actividad que engendra estos edificios corresponde a dinámicas de estilo estromboliano en las que se arrojan a partir de pequeñas explosiones materiales piroclásticos y se desaloja también gran cantidad de materiales lávicos en forma de coladas y mantos, merced a la desgasificación libre y tranquila del magma.

A este tipo morfológico de aparato volcánico pertenecen los centros eruptivos de Peñarroya, Cerro de la Zurriaga, La Atalaya, Cabezo del Moro, Juan de la Puerta y Cabeza Parda.

a. Peñarroya

Se trata, sin duda, de uno de los volcanes de tipo mixto más característicos del sector central de la comarca volcánica del Campo de Calatrava, emplazado a 4 km al sur de la localidad de Alcolea de Calatrava, concretamente en la cima del cordal de microconglomerados cuarcíticos del Tremadoc de la Sierra de Medias Lunas.

Alcanza una altitud de 814 m lo que le otorga el privilegio de ser uno de los centros eruptivos de mayor altitud.

La formación del edificio de Peñarroya está íntimamente asociada a la fractura de desgarre de rumbo E-O que sesga de lado a lado dicha alineación serrana.

Desde el punto de vista morfológico se caracteriza por un cono de 50 m de altura relativa (base a 750 y cima a 800 m), compuesto de materiales de proyección aérea, fundamentalmente bombas esferoidales y piriformes (tanto unipolares como bipolares), los cuales engloban gran número de fragmentos de cuarcita y microconglomerado cuarcítico. Estos productos piroclásticos configuran pues un cono de planta asimétrica, toda vez que el flanco occidental está totalmente recubierto por materiales lávicos, ocultando su verdadera forma. Por último, la cima del cono está truncada por un pequeño cráter subcircular y escotado al Oeste de sólo 300 m de diámetro y 10 m de profundidad, repleto de bombas y escorias volcánicas.

Peñarroya también cuenta de coladas lávicas fluidas de gran desarrollo longitudinal, destacando las que se desplazaron encauzadas hacia el arroyo de la Zurda y del Lobo, sobrepasando ambas 1,5 km de longitud. A la par

sobre los flancos del cono piroclástico y cercanos al cráter cimero se disponen varias coladas lávicas de mayor viscosidad y espesor, por lo que quedaron circunscritas a la ladera del cono (Fig. 66).

Así pues, queda de manifiesto que la actividad volcánica que origina la edificación de Peñarroya se debe a una dinámica de estilo mixto, esto es, una sucesión rítmica de fases explosivas y efusivas, en las que se arrojan piroclastos y se emiten seguidamente abundantes coladas lávicas.

Podemos señalar, sin temor a equivocarnos, que la secuencia eruptiva comenzó con una potente explosión como consecuencia de la acumulación de gran cantidad de gases volcánicos en el interior del conducto volcánico, los cuales alcanzaron tal sobrepresión que superaron la resistencia de la cumbre del cordal, quedando ésta seccionada en dos pequeños umbrales serranos. Como resultado de la virulenta explosión se produjo el destapamiento del conducto eruptivo y la expulsión de gran cantidad de piroclastos y de xenolitos cuarcíticos, muchos de los cuales fueron incorporados por los piroclastos y otros esparcidos por las cercanías del cono en construcción.

Al tiempo que prosiguen las sacudidas estrombolianas con proyección de piroclastos y fragmentos cuarcíticos, se emiten dos coladas lávicas muy fluidas. La colada filiforme que se dirige hacia el Oeste alcanza una longitud de 1,5 km, traspasando la carretera local que desde Alcolea conduce a Corral de Calatrava. Se trata, morfológicamente, de una colada con superficie externa plana y uniforme, típica de lavas pahoehoe, con la peculiaridad de englobar en su seno multitud de fragmentos angulosos de microconglomerado y de cuarcita.

La otra colada lávica de grandes dimensiones presenta una retuerta debido a que el umbral rocoso situado al Oeste del volcán Peñarroya impide tomar dicha dirección, desviándola hacia el mediodía primero y luego hacia levante, encauzándose así hacia el arroyo del Lobo. Esta colada también filiforme alcanza una longitud de 2 km, aunque sólo puede observarse en tramos muy concretos y pequeños, al hallarse recubierta por coluviones cuarcíticos. Desde el punto de vista morfológico se caracteriza por una fisonomía externa muy suave y lisa, típicamente pahoehoe, pero con un alto contenido de xenolitos cuarcíticos de pequeño tamaño.

Si tenemos en cuenta que las coladas lávicas analizadas engloban gran cantidad de fragmentos de cuarcita es lógico suponer que ambas debieron ser expulsadas al comienzo de la actividad volcánica, al menos, tras la fase explosiva inicial que abre la boca eruptiva en la cumbre del cordal de micronconglomerados cuarcíticos, incorporando tales componentes durante su desplazamiento ladera abajo.



DEL. ALBERTO

MIGUEL ANGEL POBLETE PIEDRABUENA

LITOLOGIA

 MICROCONGLOMERADOS CUARCITICOS

 MARGAS

FORMAS Y FORMACIONES VOLCANICAS

 CONO VOLCANICO CON CRATER CONSERVADO

 COLADAS LAVICAS AA

 COLADAS LAVICAS PAHOEHOE

 FRENTE DE COLADA MUY SUAVE (INFERIOR A 5m.)

 FRENTE DE COLADA SUAVE (SUPERIOR A 5m.)

 FRENTE DE COLADA ABRUPTO (SUP. A 10m.)

 DIRECCION DEL FLUJO LAVICO

 PIROCLASTOS

OTRAS FORMAS Y FORMACIONES

 CONO DE DEYECCION

 GLACIS DE ACUMULACION

 DERRUBIOS DE GRAVEDAD COLON. PEDRERAS SIN COLONIZAR

 COLUVIONES

 COSTRAS FERROMANGANESIFERAS EN LAS FORMACIONES AFECTADAS

 VALLE EN V

Fig. 66. Esquema geomorfológico del volcán mixto de Peñarroya.

Al término del ciclo eruptivo Peñarroya desaloja de nuevo coladas lávicas, las cuales desbordan la boca eruptiva en varias direcciones. No obstante, destacan tres coladas que se dirigieron hacia el extremo norte del cono volcánico. La primera de ellas consiguió superar el umbral del cordal serrano, deslizándose por la falda de la serrata en dirección a la subcuenca terciaria de Alcolea, quedando finalmente detenida a su repié a 660 m de altura. Por contra, las otras dos últimas coladas se sitúan en el flanco septentrional del cono, tratándose ambas de coladas viscosas y de gran espesor (Fig. 67).

Concretamente, la segunda colada arrojada tiene una longitud de 500 m y un espesor de 8 m, adoptando una inclinación de unos 25 a 30°. Su morfología es sumamente escabrosa e irregular propia de lavas aa, con multitud de jirones lávicos abruptos, escorias y de cuarcitas que dan un aspecto muy escoriáceo. La estructura es, por consiguiente, muy compacta y masiva, destacando el escarpe de los lóbulos laterales de la colada que superan los 8 m de espesor.

Para concluir, la última colada emitida hacia el extremo septentrional del cono apenas se desplaza de 50 a 100 m de longitud y adopta una inclinación de unos 10°, al quedarse detenida en el tramo superior del flanco del cono.

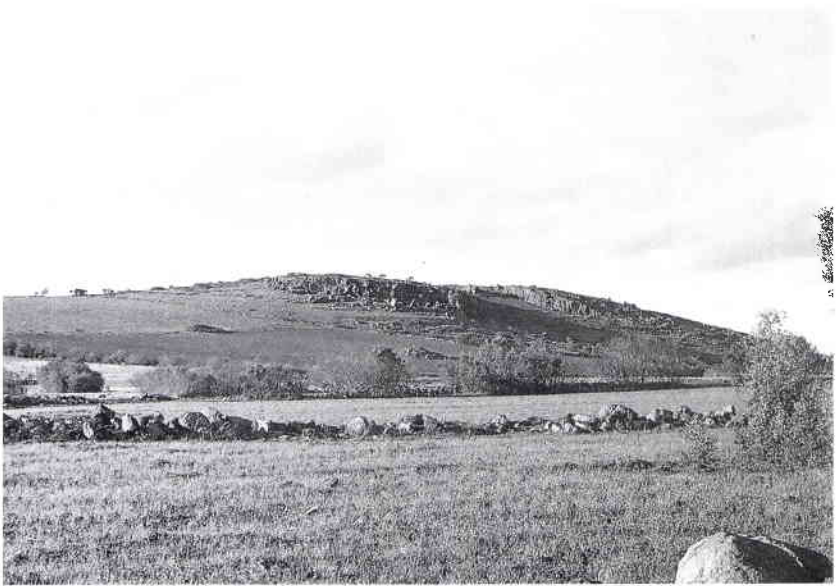


Fig. 67. Vista de las coladas aa que recubren el flanco septentrional del cono de Peñarroya (se vislumbra a la izquierda el cráter cimero).

Consiste como la anterior en una colada muy viscosa y potente, con un escarpe frontal abrupto de unos 14 m de espesor. Su morfología superficial es extremadamente escoriácea y abrupta con múltiples fragmentos de cuarcita y con bloques lávicos individualizados, merced a una red de diaclasas verticales que no llega a originar una disyunción columnar.

b. Cerro de la Zurriaga

El Cerro de la Zurriaga constituye otro de los máximos exponentes de los edificios volcánicos de tipo mixto, con la diferencia de que está formado sobre la cobertera sedimentaria de la subcuenca terciaria de Poblete. Se halla inserto entre los *maares* que componen el sistema de cráteres explosivos de la cuenca baja del Jabalón, a escasamente 4 km al OSO de la localidad de Poblete.

Desde el punto de vista morfológico el Cerro de la Zurriaga se compone de un extenso manto de lavas basálticas que se extiende en dirección a poniente hasta la línea férrea del A.V.E. Madrid-Sevilla y de un cono piroclástico de unos 40 m de altitud relativa.

Consta también de un pequeño cráter circular de 180 m de diámetro y de fondo plano horadado no en su cúspide, sino en el tramo superior del flanco oriental. La forma de este cráter es disimétrica puesto que se encaja profundamente en la cima del cono formando un escarpe acentuado de 10 m, en tanto que sobre el flanco oriental se entalla de forma muy somera.

El interior de la boca eruptiva está relleno de materiales de proyección aérea, fundamentalmente escorias muy vacuolares y cenizas, siendo escaso el número de bombas volcánicas. Por otro lado, el borde del cráter se halla rodeado de lavas de morfología externa suave y lisa, típica de lavas pahoe-hoe, que se extienden ladera abajo configurando una colada filiforme, que se detiene en las cercanías de la aldea de Ciruela. Se trata de una colada lávica pahoe-hoe constituida litológicamente, a diferencia de la occidental, por melilititas olivínicas, esto es, lavas que contienen feldespatoideos pero no plagioclasas, formadas a mayor profundidad que los basaltos y a menor grado de fusión parcial.

A tenor de los rasgos morfológicos y de los materiales descritos es obvio que el Cerro de la Zurriaga se ha originado a partir de una actividad volcánica de estilo estromboliano, con expulsión de materiales piroclásticos y emisión de lavas muy fluidas. En concreto, podemos distinguir, al menos, tres momentos o etapas en la secuencia dinámica de este volcán. La primera consistió en una fase explosiva en la que se arrojaron fundamentalmente

cenizas, depositándose sobre una extensa superficie. Con posterioridad, transcurre un largo período de reposo en el que se produce a partir de dichas cenizas la edafogénesis de un paleosuelo rojo mediterráneo constituido por un horizonte superior Bt de 60 cm y otro inferior carbonatado de 70 cm.

En la segunda etapa tiene lugar a través de sucesivas explosiones magmáticas la construcción del cono piroclástico y la emisión desde la base occidental del cono de una amplia colada basáltica, que se extiende en abanico hacia el Oeste fosilizando el paleosuelo rojo. En concreto, el horizonte arcilloso sufre las altas temperaturas de la colada lávica, por lo que enrojecen algunos de sus componentes y se origina un almagre (Fig. 68).

Por otro lado, en lámina delgada se detecta, según M^a Angeles García del Cura, que el nivel inferior de carbonatos contiene restos de argilanes y grietas de retracción, sin estructura concreta del carbonato, que denotan que puede tratarse de carbonatos lacustres edafizados durante el Pleistoceno (Fig. 69).

Por otro lado, el amplio manto lávico occidental presenta en todo su conjunto una morfología suave y uniforme, típicamente pahoehoe, con escarpes frontales muy bien definidos y acentuados, algunos superiores a 10 m, apreciándose en ellos estructuras en forma de disyunciones columnares, esferoidales e incluso en losas.

Tras esta segunda fase transcurre un período de reposo que se interrumpe con un tercer episodio estromboliano, localizado en el extremo oriental del flanco cónico. En efecto, acontece una fase explosiva en el extremo septentrional del flanco occidental del cono que logra horadar un pequeño cráter circular.

Por último, a través de él se emite una colada filiforme de naturaleza melilitítica que se desplaza ladera abajo hacia el E, alcanzando las cercanías de la aldea de Ciruela. Se trata de una colada lávica de escaso espesor y morfología pahoehoe, configurando un frente de escasas dimensiones y de apenas 5 m de espesor.

En definitiva, esta última colada emitida desde el cráter circular pone de manifiesto que la tercera etapa eruptiva se origina después de un período de inactividad que sucede a la segunda fase, en la que se produce un desplazamiento de la actividad eruptiva hacia el extremo oriental del cono de Zurriaga, emitiéndose posteriormente materiales lávicos melilitíticos procedentes de una zona profunda de la cámara magmática.



Fig. 68. Paleosuelo rojo mediterráneo fosilizado por el manto lávico pahoehoe del Cerro de la Zurriaga.

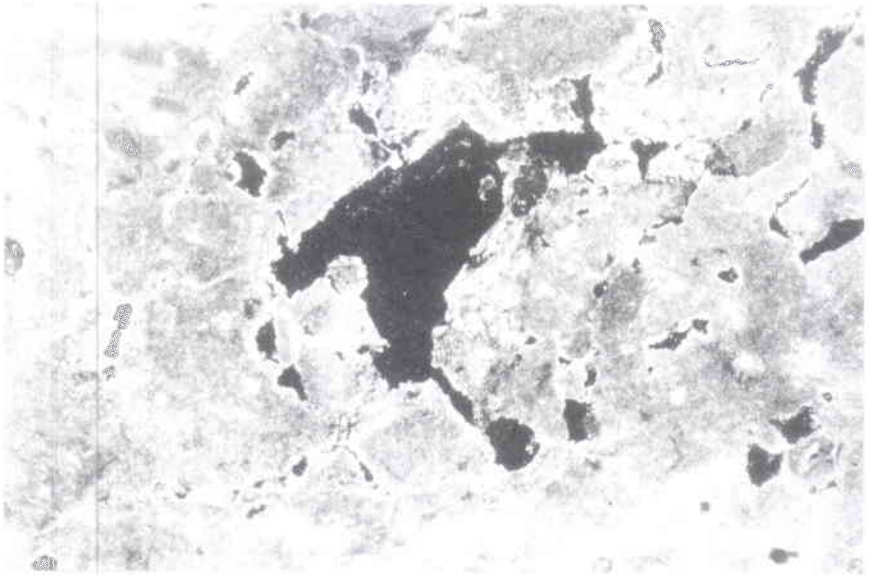


Fig. 69. Arginales del horizonte carbonatado del paleosuelo rojo mediterráneo (Nicoles cruzados x 30 aumentos)

c. La Atalaya

El volcán de La Atalaya se localiza en el término municipal de Ballesteros de Calatrava, a 800 m al N de esta población y a unos 2 km al E del pueblo de Villar del Pozo.

La Atalaya presenta un comportamiento eruptivo mixto o estromboliano con alternancia o sucesión de fases explosivas y efusivas, a diferencia de los aparatos que lo rodean tales como La Halconera y el Enebrillo, los cuales son volcanes lávicos con fases efusivas muy acentuadas.

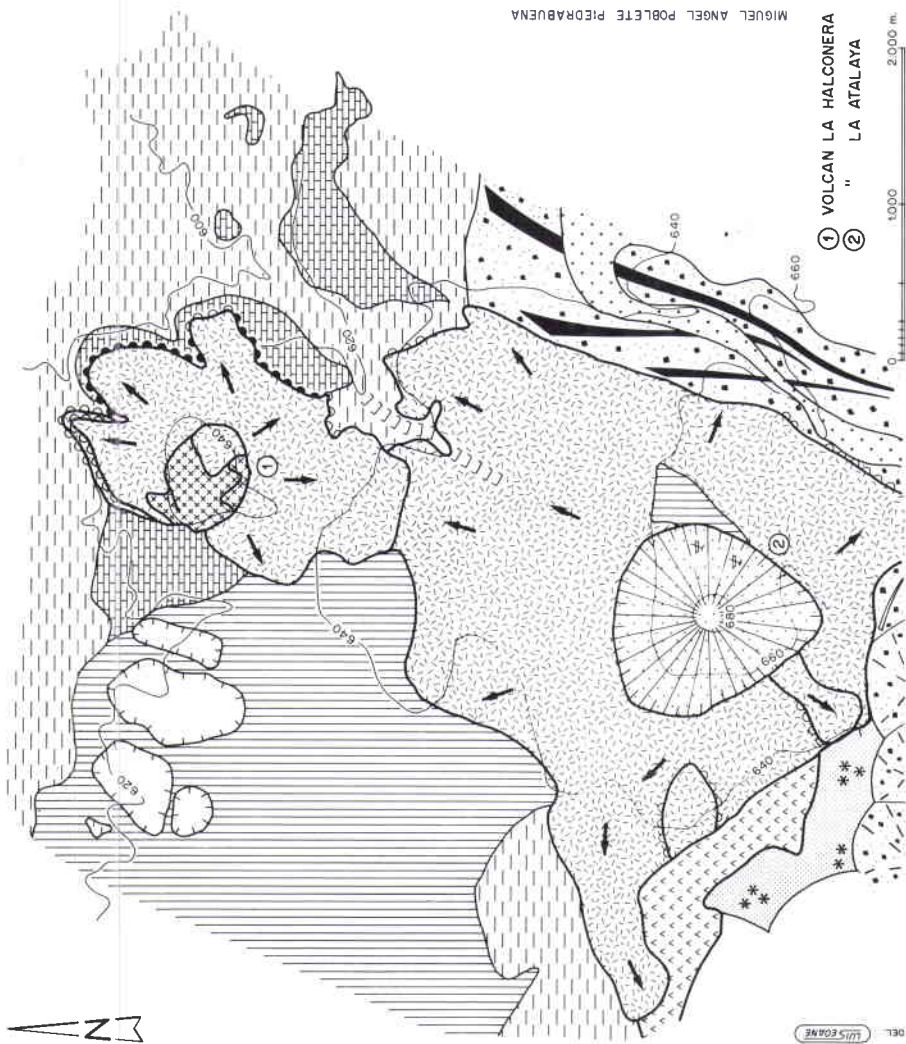
Esta dinámica volcánica estromboliana tiene su reflejo directo en la morfología del centro eruptivo, constituido por un cono piroclástico, sin cráter, de planta ovalada y de apenas 20 m de altura relativa y de un extenso manto lávico que se sitúa alrededor, al desplazarse de forma radial desde la base del cono (Fig. 70)

El aspecto o semblanza del cono piroclástico es el de un cerro achatado, esto es, con forma convexa muy acentuada. Se compone exclusivamente de materiales de proyección aérea, bombas volcánicas de gran tamaño (entre 1,6 y 4 m) y forma esferoidal, escorias, lapillis y en menor medida cenizas. Estos materiales adquieren una disposición estructural peculiar consistente en la selección granulométrica longitudinal, donde el tamaño de los componentes e incluso el espesor de los depósitos disminuye conforme nos alejamos del centro del edificio volcánico.

En efecto, esta selección granulométrica es perceptible en las tres canteras abiertas en el flanco meridional y oriental del cono. Concretamente, en la meridional predominan las fracciones voluminosas principalmente bombas de gran tamaño dispuestas en una incipiente estratificación oblicua, lo cual nos define la proximidad al conducto volcánico, a saber, la facies de núcleo del cono. Por contra, en las canteras orientales abundan lapillis y escorias organizados en estratos horizontales, con gradación interna positiva, que refleja su posición dentro de la facies denominada de pie de cono (Fig. 71).

La génesis de esta granoselección de los materiales piroclásticos viene marcada por el mecanismo de diferenciación gravitacional, de forma que en función del tamaño y del peso de los piroclastos las fracciones se depositan de forma ordenada y selectiva, siendo los fragmentos más grandes y pesados los primeros que caen depositándose en las áreas proximales, en tanto que los lapillis y cenizas lo hacen más tarde y en las áreas más distales en estratos horizontales.

Por su parte, las coladas lávicas adoptan una forma en aureola en torno al cono piroclástico, consistiendo en un extenso y único manto de características morfológicas pahoehoe. Este manto se expandió de forma radial durante



MIGUEL ANGEL POBLETE PIEDRABUENA

- ① VOLCAN LA HALCONERA
- ② " LA ATALAYA

0 1000 2000 m.

DEL LITOGRAF

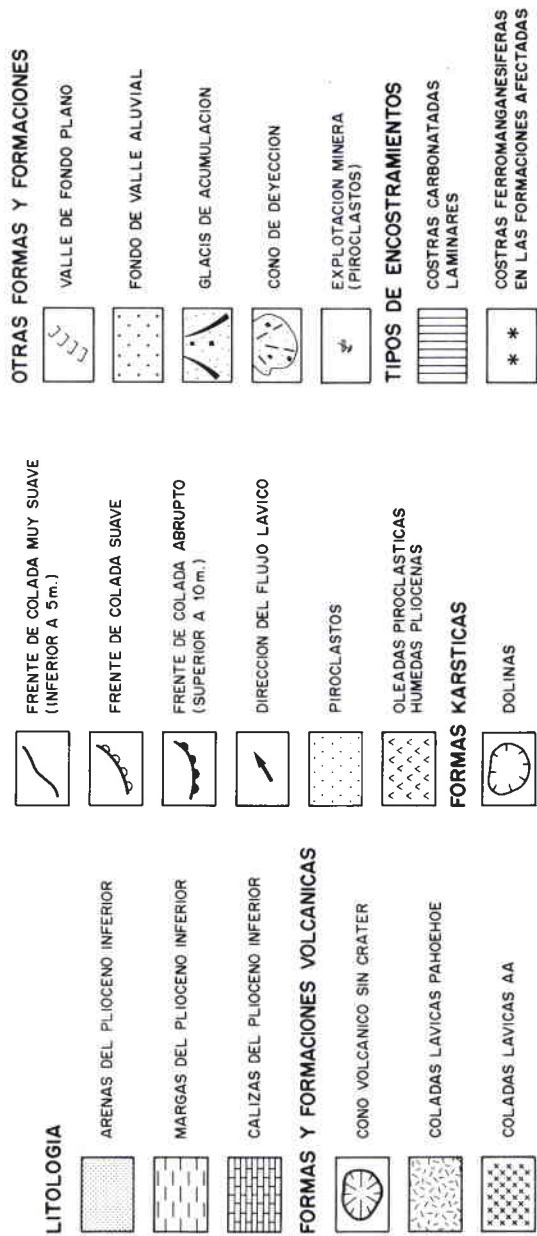


Fig. 70. Esquema geomorfológico del volcán mixto de La Atalaya y del negrízal de La Halconera.

una importante fase efusiva, aunque hacia poniente llegó a individualizarse un pequeño flujo lávico que llega hasta el pueblo de Villar del Pozo a 2 km de distancia. Efectivamente, aún hoy día es posible reconocer en los corrales de algunas viviendas el recubrimiento superficial de estas lavas pahoehoe. Hacia el Este el manto lávico conforma en las cercanías del arroyo del Tamujar un pequeño frente de apenas 5 m de espesor, por lo que es incorrecta la interpretación del IGME (1988) al identificar a estos materiales como procedentes del volcán de La Conejera, cuando precisamente las coladas emitidas por este aparato se encuentran fosilizadas por los depósitos aluviales de aquél, sin que puedan aflorar en superficie.

D. Volcanes lávicos monogénicos

Los volcanes lávicos monogénicos del Campo de Calatrava están formados básicamente por materiales lávicos originados durante erupciones efusivas muy tranquilas, en las que las manifestaciones explosivas ocupan un lugar reducido. De ahí que prácticamente estos edificios carezcan de formas piroclásticas cónicas, todo lo más pequeñas acumulaciones de lapillis y cenizas en los alrededores de los centros eruptivos o intercaladas entre las coladas.

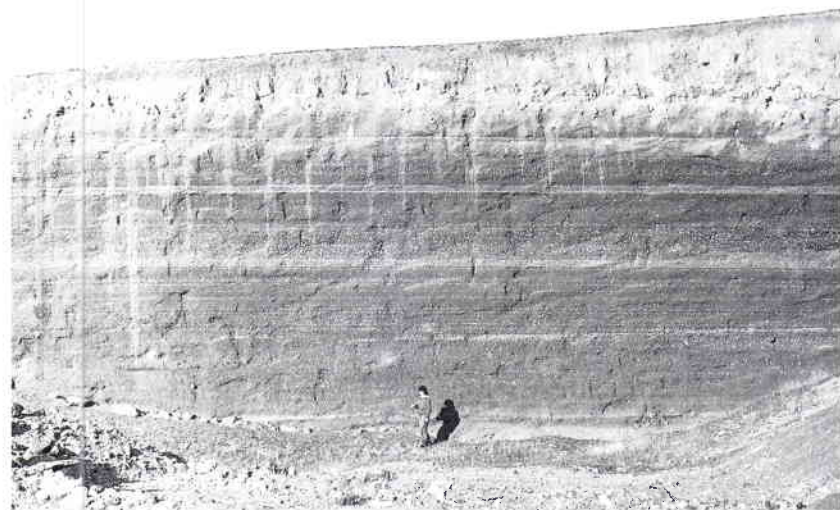


Fig. 71. Facies de pie de cono de La Atalaya.

Desde el punto de vista morfológico pueden diferenciarse tres subtipos: negrizales, cabezos y castillejos. Los primeros se componen de lavas muy fluidas que se extienden en abanico abarcando una amplia superficie. Los dos restantes tipos corresponden a edificios formados a partir de coladas lávicas viscosas que se solidifican sobre el punto de emisión. En realidad, los cabezos y castillejos constituyen domos exógenos, no obstante, presentan diferencias morfológicas evidentes pues los cabezos adoptan fisionomías cupuliformes como resultado de la superposición en peldaños de varias coladas viscosas. Se reconocen, pues, por su forma achatada y perfil convexo, adoptando en planta formas circulares de pequeña extensión, toda vez que las coladas lávicas apenas se desplazan lateralmente. Por contra, los castillejos definen siluetas muy puntiaguadas a guisa de protusiones.

El empleo del término cabezo para designar a los domos exógenos que presentan las características morfológicas reseñadas, no implica a su vez que los topónimos locales que incluyen este vocablo designen a volcanes correspondientes a ese tipo de morfología. De hecho algunos centros volcánicos con el vocablo "cabezo" no pertenecen a esta tipología morfológica. Valga como ejemplo que el Cabezo Jimeno, el Cabezo del Rey y el Cabezo de la Serna son volcanes o conos piroclásticos, mientras que Cabezo del Moro es un volcán de tipo mixto. Por contra, otros edificios que carecen del topónimo cabezo son edificios domáticos de tipo cabezo como sucede al Cerrajón de la Puebla y al Cerro de las Moreras.

Aclarado el pequeño desajuste entre el topónimo local "cabezo" aplicado a cualquier tipo de loma o cerro de forma achatada y su empleo con connotaciones morfoeruptivas para definir a un determinado tipo de domo exógeno, hemos de reseñar que la mayor parte de los domos cabezos del Campo de Calatrava tienen depósitos freatomagmáticos, bien como oleadas piroclásticas húmedas o como brechas explosivas (tales como el Cerrajón de la Puebla, Cabezo Segura, Cabezo del Hierro y Cerro de las Moreras).

Estas formaciones se originan lógicamente a partir de pequeñas fases explosivas freatomagmáticas, toda vez que los materiales previos no son destruidos y la morfología no experimenta grandes cambios. En efecto, las coladas lávicas subyacentes se mantienen prácticamente intactas y no se registran cambios morfológicos reseñables. Así pues, sólo se depositan materiales freatomagmáticos de escaso espesor lo que indica una interacción agua-magma poco efectiva, intercalada a lo largo de una erupción efusiva tranquila. Es verosímil que la interacción sea tardía debido a que durante las fases dinámicas iniciales la presión de la dispersión gas-partícula del conducto fuese muy elevada y sobrepasase la presión hidrostática, esto es, que el nivel de fragmentación del magma se produciría por encima del acuífero o manto freático.

Por consiguiente, al reanudarse la salida de material magmático la disminución de la presión del conducto permitiría la interacción explosiva agua-magma. No obstante, sería poco efectiva situándose los parámetros de contacto agua-magma entre 1 y 10, esto es, una cantidad de agua excesiva que sólo daría lugar a pequeñas explosiones con proyecciones de brechas explosivas y la formación de pequeñas nubes anulares con deposición de oleadas húmedas. Finalmente, al breve y pequeño paréntesis de dinámica freatomagmática sucederían emisiones efusivas de varias coladas lávicas, construyéndose definitivamente el volcán domático en forma de cabezo.

Corresponden a esta modalidad geomorfológica los edificios volcánicos de Cabezo Galiana, Cabezo de los Pescadores, Cabezo Segura, Cabezo del Hierro, Cerrajón de La Puebla y Cerro de las Moreras.

Los volcanes lávicos de tipo negrizal cuentan con materiales lávicos producto de manifestaciones efusivas muy tranquilas, en las que se libera un gran caudal de coladas lávicas fluidas que facilita que se expandan en abanico cubriendo una amplia superficie. En los últimos momentos de la actividad la cantidad de lava expulsada suele disminuir y, al mismo tiempo, se acrecienta su viscosidad, por lo que es frecuente que se detengan en la inmediaciones del punto de emisión configurando pequeñas lomas achatadas. A esta tipología corresponden el Cabezo de la Plata, La Halconera y El Enebrillo.

Por otro lado, los castillejos son centros volcánicos producto de pequeñas erupciones efusivas en las que las lavas emitidas son bastante viscosas, solidificándose inmediatamente sobre el conducto de salida. No obstante, las primeras coladas que se expulsan se desplazan en función de la pendiente topográfica, siendo las últimas, más escasas de caudal y de mayor viscosidad, las que configuran el amontonamiento caótico en forma de peñones o torreones de perfil agudo. Por ende, la morfología superficial de estas coladas es muy escabrosa y escoriácea propia de lavas aa, frente a las estructuras planas y suaves de las lavas pahoehoe de los negrizales.

A esta modalidad corresponden los aparatos Cerro Negro, Cerro de Peñas Negras, Ciruela y Cerro de las Higueras.

a. Tipo negrizal

a.1.-Cabezo de la Plata

El Cabezo de la Plata se halla situado a 5 km al O de la villa de Ciudad Real entre los centros eruptivos del Palo al NE y del Cabezo del Hierro, al SO, en las

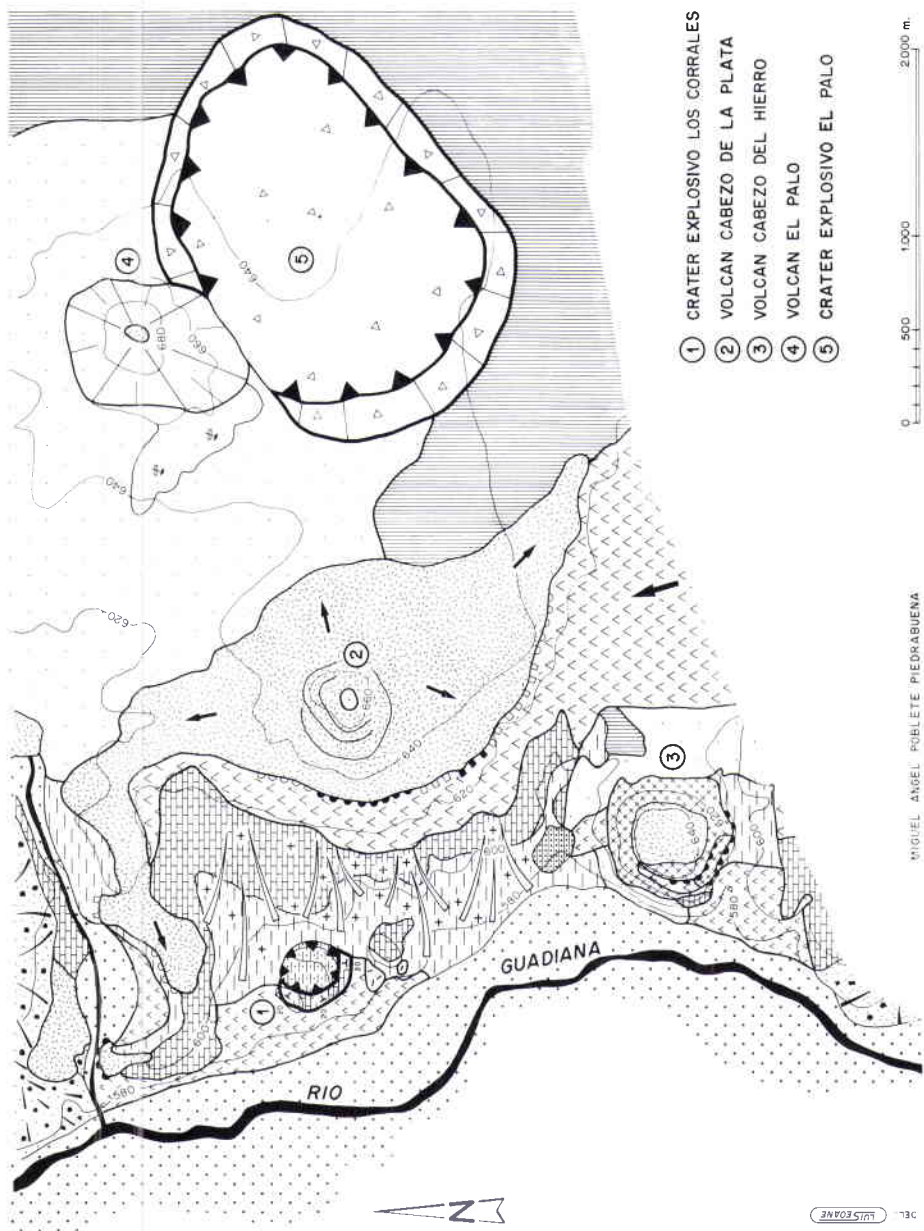
proximidades de la margen izquierda del valle del río Guadiana. La fisonomía que ofrece el Cabezo de la Plata es la de un pequeño cerro achatado de forma convexa con apenas 20 m de altura sobre la topografía circundante, que asemeja la forma de un cono piroclástico (Fig. 72). No obstante, este edificio carece de materiales de proyección aérea, disponiendo sólo de productos lávicos que se extienden ampliamente por las cercanías configurando un volcán lávico de tipo negrizal, es decir, en escudo salvando las diferencias dimensionales.

En efecto, la dinámica eruptiva del Cabezo de la Plata se reduce también a una actividad efusiva en la que primeramente se vomita un amplio manto lávico que se desplaza en abanico. No obstante, de este manto pueden diferenciarse, merced a su mayor desarrollo longitudinal, dos ramales o coladas lávicas individualizadas. Concretamente, por el extremo septentrional se produce el avance de una colada que al encauzarse hacia el río Guadiana, avanza primero hacia el N y después tuerce al O, desplazándose un trayecto de 2 km. Por su parte, en el extremo meridional se origina otro apéndice en forma de colada que recorre una longitud de 1 km aproximadamente (Fig. 73).

En cualquier caso, se trata de materiales lávicos muy extensos y de morfología pahoehoe, esto es, con superficie externa suave, lisa y uniforme que



Fig. 72. Coladas lávicas superpuestas correspondientes a la última etapa efusiva del Cabezo de la Plata (Ciudad Real).



- ① CRATER EXPLOSIVO LOS CORRALES
- ② VOLCAN CABEZO DE LA PLATA
- ③ VOLCAN CABEZO DEL HIERRO
- ④ VOLCAN EL PALO
- ⑤ CRATER EXPLOSIVO EL PALO



MIGUEL ANGEL POBLETE PIEDRABUENA

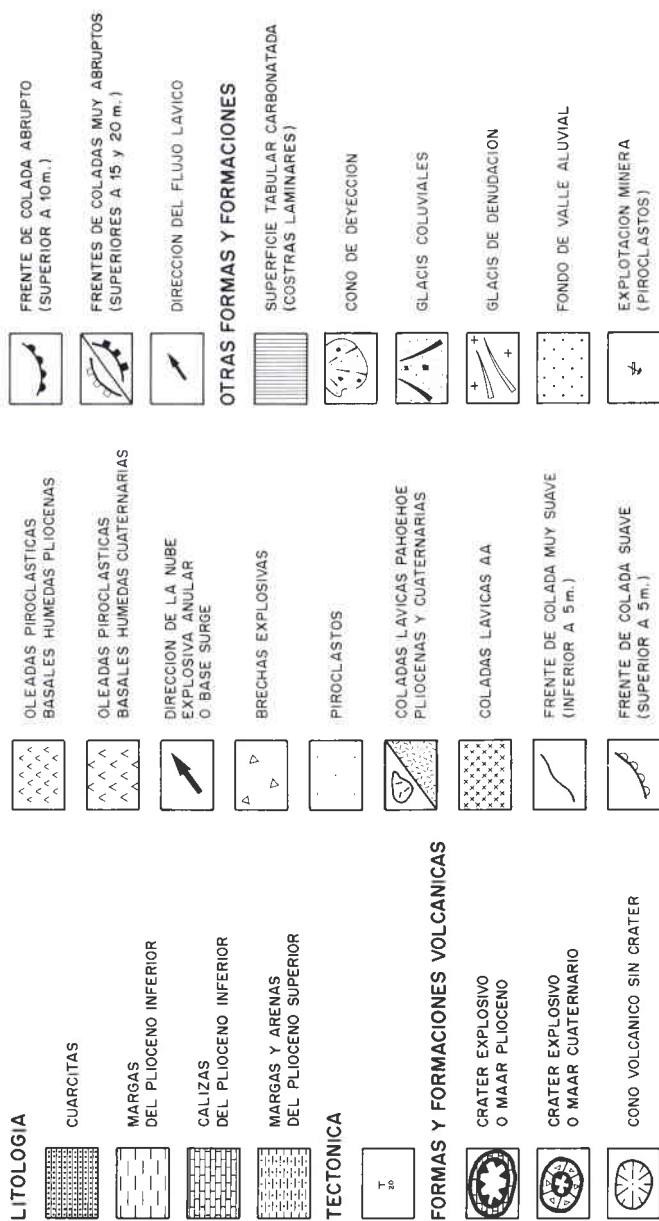


Fig. 73. Esquema geomorfológico de los edificios volcánicos de la cuenca alta del Guadiana.

originan un frente muy bien definido de unos 15 a 20 m de escarpe en el extremo occidental. En este área el manto lávico reposa sobre un depósito freatomagmático de 3 m configurado por una oleada piroclástica húmeda, la cual procede del cráter explosivo de Los Corchuelos puesto que enlazan sin solución de continuidad con dicho edificio. Por consiguiente, tales materiales explosivos no pueden imputarse a una fase inicial de estilo freatomagmático del Cabezo de la Plata.

Para finalizar, el Cabezo de la Plata concluye su ciclo efusivo con una pequeña pulsación en la que expulsa tres pequeñas coladas lávicas de morfología también pahoehoe, de escaso caudal, por lo que se detienen superpuestas sobre el punto de emisión, definiendo así el cerro achatado que sobresale por encima del manto lávico.

b. Tipo castillejo

b.1.-Cerro Negro

Los apuntamientos lávicos del Cerro Negro se hallan emplazados en el anticlinal cuarcítico de la Sierra del Despeñadero, concretamente a 100 m al E del cráter explosivo de Los Corchuelos.

Se trata de un edificio lávico de tipo castillejo de pequeñas dimensiones constituido por coladas lávicas muy espesas y de escaso desplazamiento lateral (Fig. 74). Ahora bien, debemos señalar que el inicio de la actividad tiene lugar con una breve y pequeña pulsación explosiva en la que se emitió un pequeño nivel de materiales de proyección aérea, los cuales se hallan cementados por calcita formando un nivel de toba volcánica. A esta pequeña pulsación explosiva sucede la emisión de una colada lávica de 3 m de espesor, que se desplaza hacia el sur apenas 50 m. Se caracteriza morfológicamente por una superficie externa muy lisa y suave, esto es, pahoehoe, aunque deriva hacia su borde occidental a más escabrosa y escoriácea.

Por último, sobre esta pequeña colada de apenas 50 m se produce la extrusión de dos pequeños apuntamientos lávicos que se solidifican en los puntos de emisión, conformando dos castillejos o domos exógenos. El castillejo de mayores dimensiones ocupa una posición más meridional y tiene una altura relativa de 20 m. Se compone de lavas viscosas y potentes con morfología de transición, que conforman un apilamiento masivo con bloques de lavas muy verticalizados.

El segundo domo extrusivo tiene un altitud de 10 m aunque las mismas características morfológicas, tratándose de lavas muy viscosas que se solidi-

fican rápidamente sobre el punto de emisión una vez que alcanzan la superficie formando un apuntamiento muy agudo o castillejo.

Así pues, con la extrusión de estos dos apuntamientos lávicos finaliza el ciclo eruptivo del Cerro Negro.



Fig. 74. Castillejos de Peñas Negras vistos desde el Norte (Cordal del Despeñadero).

b.2.-Peñón de Ciruela

Está situado en la aldea de Ciruela dentro del término municipal de Ciudad Real, entre el volcán mixto de la Zurriaga al NO y del Cerro de las Moreras al SE, inmerso en el sistema de cráteres explosivos de la cuenca baja del río Jabalón.

La fisonomía de este aparato eruptivo viene marcada exclusivamente por los materiales lávicos, concretamente por una colada lávica de naturaleza basáltica que se extiende en dirección meridional desde la aldea de Ciruela hasta el volcán de las Moreras. Se trata, pues, de una primera manifestación efusiva en la que se emite una colada de morfología externa suave y plana, por tanto, de tipo pahoehoe, aunque con abundantes vacuolas rellenas de calcita. Esta colada configura hacia la vega del Jabalón un frente muy continuo y escarpado, alcanzando en algunos tramos hasta 10 m de desnivel. En

cuanto a la estructura del frente lávico se observa que conforma una disyunción esferoidal generalizada, aunque grosera e imperfecta, definida por grandes bloques esferoidales que se originan por descamación a partir de diaclasas curvas.

A pesar de que la morfología de esta colada sea pahoehoe, no obstante, nos hallamos ante una colada de escasas dimensiones y de reducido desarrollo longitudinal, unos 100 m, lo que indica una fase efusiva muy breve y con poco aporte de caudal lávico. Tras la emisión de esta colada debió transcurrir un período de reposo, el cual se interrumpe con la extrusión de tres domos exógenos de tipo castillejo y de composición nefelinítica alineados en dirección NO-SE.

El primer apuntamiento lávico o castillejo que vamos a analizar está situado en el extremo septentrional del volcán de Ciruela, esto es, muy cercano a la aldea de Ciruela. Se trata del domo de mayores dimensiones constituido por una colada muy viscosa, de 6 a 10 m de espesor, de forma cúbica y de morfología escoriácea. El aspecto que ofrece desde lejos es el de un torreón de un castillo de ahí que popularmente se conozca como el castillejo de Ciruela.

La génesis de este domo está unida a una reanudación de la actividad volcánica con la extrusión de una colada viscosa y espesa de naturaleza nefelinítica, que se solidifica rápidamente sobre el punto de emisión y es posteriormente descarnado a través del desmantelamiento de los materiales piroclásticos que lo rodean (Fig. 75).

Precisamente durante la época medieval sobre este apuntamiento lávico se construyó el castillo de Ciruela de la Orden de Calatrava, conservándose aún hoy restos de muralla sobre este baluarte defensivo de origen volcánico.

A sólo 150 m al SE se halla el segundo apuntamiento lávico de un domo exógeno de apenas 3 m de espesor, formado por lavas de morfología escoriácea en el tramo inferior y pahoehoe en el tramo superior, que se enfrían y amontonan sobre el conducto de emisión dando lugar a una estructura en bloques angulosos y poligonales amontonados unos sobre otros. Por otro lado, en el borde oriental del castillejo domático se conservan pequeñas capas de tobas volcánicas inclinadas 30° en dirección ENE, lo que refleja que la extrusión de este domo se acompaña de la expulsión breve de materiales piroclásticos.

De nuevo a 200 m al SE del anterior aparece el tercer apuntamiento lávico en forma de castillejo, el cual se compone de lavas viscosas y espesas de 6 m de espesor, con superficie externa suave y lisa, esto es, pahoehoe. Debido a la alta viscosidad estos materiales apenas se desplazan y se enfrían rápi-

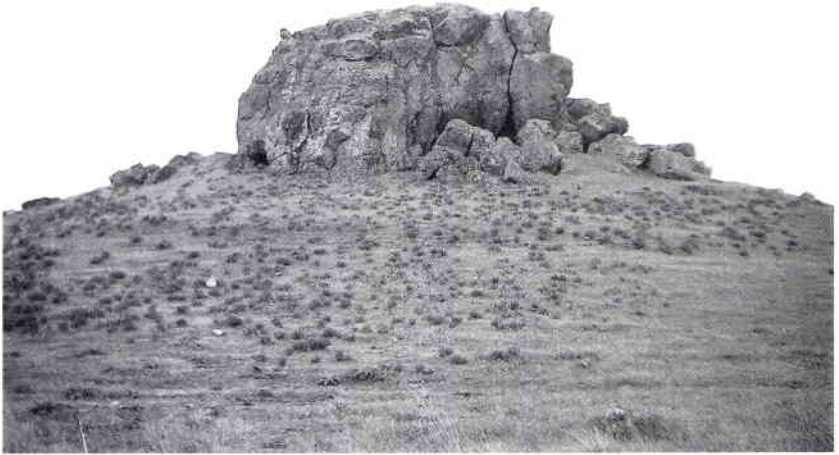


Fig. 75. Castillejo volcánico del Peñón de Ciruela.

damente sobre el punto de emisión, antes de que afloren en superficie, creándose un amontonamiento caótico de bloques lávicos angulosos, merced a la apertura durante su enfriamiento de grietas y diaclasas verticales.

También aparecen frente a este domo materiales de proyección aérea, en especial, bombas volcánicas redondeadas de 80 cm a 1 m de longitud, que bien pueden significar que la extrusión de dichas coladas viscosas se acompañan de manifestaciones explosivas de pequeña magnitud y breve duración.

Por último, a otros 150 m al SE se halla en esta ocasión no otro domo, sino, al contrario, un pequeño cono piroclástico achatado. La actividad eruptiva se inicia, no obstante, a través de la emisión de una pequeña colada lávica aa, de morfología áspera e irregular, seguida de explosiones múltiples que proyectan escorias y bombas volcánicas, además de fragmentos de la cobertura sedimentaria, en especial calizas. Por consiguiente, este foco eruptivo es el único que ha tenido un comportamiento dinámico mixto o estromboliano.

En definitiva, podemos hablar de un edificio lávico de tipo domático en forma de castillejo, formado a partir de la extrusión de coladas lávicas muy viscosas y espesas que se solidifican y resquebrajan en el mismo punto de emisión. No obstante, podemos diferenciar dos etapas en la secuencia eruptiva: la primera, que se caracteriza por una actividad efusiva en la que se

emite una colada lávica fluida y de naturaleza basáltica, y la segunda en la que los materiales lávicos corresponden a nefelinitas olivínicas y son más viscosos, produciéndose la extrusión en torno a tres puntos de emisión de tres domos o castillejos. Por contra, en el extremo oriental se origina un pequeño cono piroclástico resultado de una actividad estromboliana.

En cualquier caso, el conjunto del edificio responde tanto en su morfología como en su mecanismo eruptivo extrusivo a un volcán lávico de tipo castillejo, aunque presumiblemente la extrusión de los domos esté condicionada por una línea estructural de unos 900 m de longitud y de dirección NO-SE.

c. Tipo cabezo

c.1.-Cerro de las Moreras

Está situado en el borde occidental del cráter explosivo de Cuelgaperros, en la margen derecha del río Jabalón, a escasos metros de la quintería de Cantagallos.

El aspecto del Cerro de las Moreras es el de un domo exógeno de tipo cabezo, es decir, con sucesión rítmica de depósitos de proyección aérea y lávicos que se disponen a modo de peldaños, configurando un edificio de perfil convexo y forma achatada.

La base del domo exógeno está formada por un depósito de materiales explosivos, en el que se distinguen cenizas, lapillis y bombas volcánicas y fragmentos del sustrato paleozoico (cuarcitas y pizarras), además de materiales de la cobertera sedimentaria (principalmente bloques de calizas). El depósito apenas alcanza un espesor visible de 1,5 a 2 m con estructura masiva y caótica, por lo que no podemos descartar que corresponda a una oleada piroclástica húmeda, resultante de una fase explosiva inicial con contacto agua-magma. En cualquier caso, si nos atenemos a los materiales expelidos deben corresponder a una fase muy explosiva con connotaciones de manifestaciones freatomagmáticas.

Sobre este depósito explosivo reposa una colada lávica que cubre por completo toda la formación explosiva y contornea el edificio, definiendo un escarpe frontal bien nítido en el borde meridional de 5 a 10 m de espesor, con formas superficiales de transición y tramos pahoehoe y aa, localizados respectivamente en el extremo meridional y oriental respectivamente.

A esta fase efusiva sucede una segunda manifestación explosiva, esta vez, aún más violenta que la anterior y con toda seguridad freatomagmática. De esta tercera fase eruptiva sólo se conserva una oleada piroclástica húmeda de

apenas 1 a 2 m de espesor, toda vez que morfológicamente no se aprecia ningún resultado en forma de depresión u hondonada. La oleada piroclástica húmeda se compone de fragmentos del sustrato paleozoico (pizarras y cuarcitas), junto con calizas pliocenas y también materiales de proyección área (bombas y bloques), de estructura masiva y caótica, con fragmentos heterométricos y angulosos. Se trata, pues, de una oleada húmeda que se dispone en aureola por encima de la colada lávica.

Posteriormente se emite, tras esta breve fase freatomagmática, desde la cumbre del Cerro de las Moreras una pequeña colada lávica de morfología externa lisa y suave que se detiene en la cumbre del edificio volcánico, cubriendo el depósito freatomagmático y configurando un pequeño frente lávico de 5 m de espesor en el extremo oriental.

Completa la secuencia eruptiva una quinta fase de carácter extrusivo en la que tiene lugar la formación, a partir de coladas lávicas viscosas y espesas, de cinco pequeños apuntamientos lávicos en forma de castillejos en la ladera oriental del Cerro de las Moreras.

El castillejo domático de mayores dimensiones está formado por dos coladas lávicas: la primera, muy delgada, de tipo pahoehoe; y la segunda, más viscosa y espesa, de 6 m, que se superpone a la anterior y define verdaderamente el apuntamiento domático. A sólo 30 m al sur se sitúa otro apuntamiento lávico formado esta vez por la extrusión de una colada lávica viscosa y de morfología pahoehoe, la cual se amontona sobre el punto de emisión.

En definitiva, estos pequeños apuntamientos domáticos en forma de castillejos nos indican que la actividad volcánica al final del ciclo eruptivo experimenta un desplazamiento hacia el flanco oriental, así como un incremento de la viscosidad del material magmático. Como consecuencia se produce a través de pequeños conductos laterales, la extrusión de lavas viscosas que alcanzan la superficie prácticamente solidificadas, por lo que a pesar de la pendiente de la ladera del edificio apenas se alejan del punto de emisión.

La edad en que acontece la formación de este domo exógeno de tipo cabezo pudo tener lugar tras la apertura del cráter explosivo de Cuelgaperros, pues de lo contrario la erupción freatomagmática hubiese destruido al menos parcialmente este edificio, contingencia que no llegó a suceder. En efecto, la hondonada cratérica de Cuelgaperros no se labra sobre el extremo oriental del Cerro de las Moreras, como tampoco se aprecian depósitos freatomagmáticos recubriendo dicha ladera.

Por otro lado, la oleada piroclástica húmeda que se halla en la cima del Cerro de las Moreras corresponde a una fase freatomagmática que aconteció al final de la actividad volcánica y en ningún caso procede de Cuelgaperros.

Por consiguiente, es verosímil que el domo exógeno de tipo cabezo del Cerro de las Moreras surgiera tras la formación del cráter explosivo de Cuelgaperros, esto es, en torno al Pleistoceno medio.

c.2.- Cabezo Segura

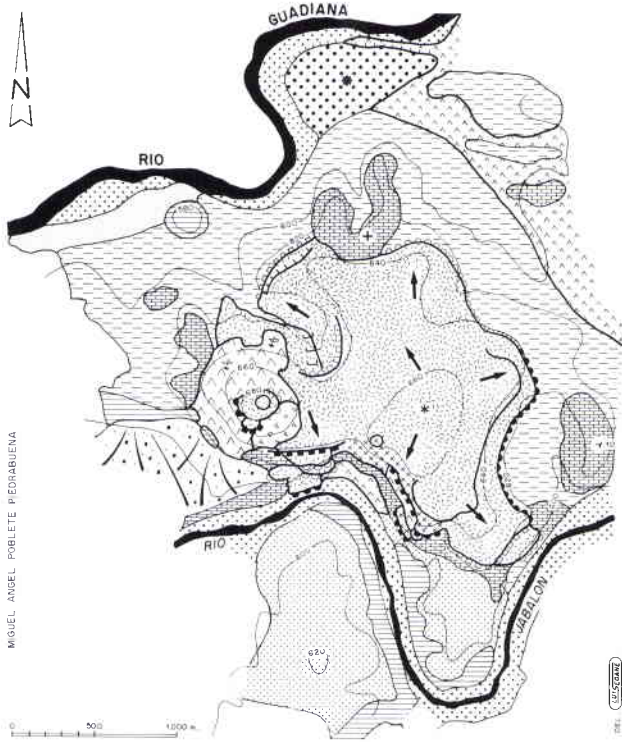
El edificio volcánico Cabezo Segura situado entre la margen derecha del río Jabalón y la margen izquierda del río Guadiana, a unos 4 km al SSO de la villa de Poblete, constituye uno de los edificios volcánicos de mayor envergadura de toda la zona volcánica del Campo de Calatrava. En realidad, está integrado por dos aparatos que tuvieron dinámicas eruptivas muy similares y debieron de construirse casi simultáneamente.

Para poder distinguir a ambos volcanes hemos denominado Cabezo Segura I al primer centro eruptivo que se sitúa en la margen derecha del río Guadiana, esto es, al edificio en forma de plataforma o mesa tabular lávica que alcanza una altitud de 660 m. Concretamente, este es el primer edificio que nos encontramos una vez tomado el camino que asciende a la antigua explotación de Asland. Por contra, el otro llamado Cabezo Segura II tiene la forma de un cerro achatado de 680 m de altitud (Fig. 76).

El Cabezo Segura I define una extensa y elevada mesa lávica que alcanza una extensión de más de 3 km. No obstante, pese a que los materiales lávicos sean predominantes y determinen la morfología y tipología de este volcán, la secuencia eruptiva ha estado marcada por la alternancia de fases efusivas y explosivas.

En efecto, la actividad debió iniciarse con una emisión lávica de pequeña magnitud, la cual se desplazó en dirección hacia el río Jabalón. Concretamente, esta pequeña colada se halla situada a escasos metros de la margen derecha del río Jabalón, próxima al camino que conduce al Cabezo Segura II. Se trata de una pequeña colada de morfología sumamente escoriácea y fragmentada, que configura un escarpe frontal de 7 m de espesor. Al mismo tiempo fosiliza las oleadas piroclásticas secas y la F.D.B miopliocenas, tal como se aprecia en la cantera de Fuente Simón.

Tras esta emisión efusiva sobreviene una manifestación explosiva de gran duración y violencia, en la que se emiten abundantes materiales de proyección aérea, esto es, bombas y lapillis, así como gran número de fragmentos del sustrato y de la cobertera sedimentaria formados por pizarras, cuarcitas y calizas de tamaño heterométrico. La abundancia de xenolitos permite señalar que se trata de un episodio explosivo, donde se produce interacción entre agua y magma, conformando posiblemente una oleada piroclástica húmeda.



LITOLOGIA

- PIZARRAS (ORDOVICICO MEDIO-SILURICO)
- 1. ARENAS (MIOCENO SUPERIOR)
- 2. GRAVAS, CANTOS Y BLOQUES (MIOCENO SUPERIOR)
- MARGAS (PLIOCENO INFERIOR)
- CALIZAS (PLIOCENO INFERIOR)

TECTONICA

- ESTRATIFICACION HORIZONTAL
- DIRECCION Y BUZAMIENTO

FORMAS Y FORMACIONES VOLCANICAS

- CENTRO DE EMISION
- COLADAS LAVICAS PAHOEHOE

- COLADAS LAVICAS AA
- FISURA DE DISTENSION
- APUNTAMIENTO LAVICO (DOMO)
- DIRECCION DEL FLUJO LAVICO
- FRENTE DE COLADA MUY SUAVE (INFERIOR A 5m.)
- FRENTE DE COLADA SUAVE (SUPERIOR A 5m.)
- FRENTE DE COLADA ACENTUADO (SUPERIOR A 10m.)
- FRENTE DE COLADA ABRUPTO (SUPERIOR A 15m.)
- FRENTE DE COLADA MUY ABRUPTO (SUPERIOR A 20m.)
- OLEADAS PIROCLASTICAS HUMEDAS (MIOCENO SUP.- PLIOCENO INF.)

- OLEADAS PIROCLASTICAS HUMEDAS (VILAFRANQUIENSE-CUATERNARIO)

- BRECHAS EXPLOSIVAS
- PIROCLASTOS

OTRAS FORMAS Y FORMACIONES

- VALLE DE FONDO PLANO
- FONDO DE VALLE ALUVIAL
- TERRAZA ALUVIAL 5-6m.
- CEMENTACION CARBONATADA
- BORDE DIFUMINADO DE TERRAZA ALUVIAL
- GLACIS DE ACUMULACION
- EXPLOTACION MINERA

Fig. 76. Esquema geomorfológico de los edificios volcánicos del Cabezo Segura I y II.

Finalmente tiene lugar otra fase efusiva con la emisión de tres coladas, destacando la que origina el escarpe frontal superior de la mesa lávica de 20 m de espesor, formada por materiales lávicos muy viscosos y de morfología aa. Esta colada define un escarpe muy acentuado sobre la margen derecha del río Jabalón y se superpone a los materiales explosivos previos, de tal forma que en su base engloba gran número de fragmentos de xenolito y de materiales de proyección aérea engullidos durante su desplazamiento (Fig. 77).

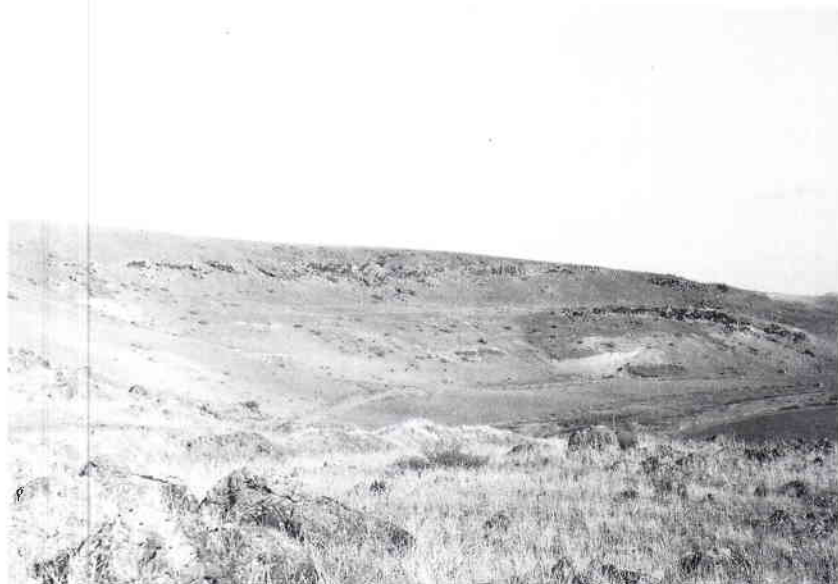


Fig. 77. Mesa lávica del Cabezo Segura I vista desde el Oeste.

Por último, la actividad efusiva del Cabezo Segura I concluye con la expulsión de un amplio manto lávico muy fluido que se desplaza en abanico en todas direcciones, llegando a alcanzar por el extremo septentrional la margen izquierda del río Guadiana. En este sector, precisamente las lavas de morfología externa típicamente pahoehoe tienen un espesor considerable, en torno a 15 m, lo que explica que parte de su frente se halla desplomado, a través de una fisura de distensión de unos 100 m de longitud, merced a la retracción experimentada por estos materiales tras su solidificación (Fig. 78).

El Cabezo Segura II corresponde a un domo exógeno confeccionado por la superposición de varias coladas lávicas, las cuales no se alejan apenas del punto de emisión. En el extremo meridional del Cabezo Segura II se aprecian, sobre la margen derecha del Jabalón, del orden de cuatro coladas



Fig. 78. Fisura de distensión en el frente lávico de la colada septentrional del Cabezo Seguro I (margen izquierda del río Guadiana).

superpuestas en forma de peldaños. Se trata de materiales lávicos de morfología pahoehoe que paulatinamente alcanzan un menor desarrollo longitudinal, conformado escarpes frontales superiores a 10 y 20 m, con estructuras esferoidales muy bien definidas (Fig. 79). Así pues, el comienzo de la actividad volcánica como sucediese en el Cabezo Seguro I se inicia con una fase muy efusiva, emitiéndose cuatro coladas en dirección al mediodía.

No obstante, esta prolongada actividad efusiva se interrumpe bruscamente produciéndose un giro en su dinámica eruptiva. En efecto, el Cabezo Seguro I experimenta una manifestación explosiva muy marcada que se concreta en el lanzamiento a través de pulsaciones estrombolianas de materiales de proyección aérea, fundamentalmente lapillis, escorias y bombas. Esta actividad finaliza con explosiones de índole freatomagmática que originan depósitos de oleada piroclástica seca. En cualquier caso, como resultado de esta intensa actividad explosiva estromboliana-freatomagmática tiene lugar la configuración de un manto piroclástico, en el que los materiales adoptan una peculiar disposición interna consistente en pseudoanticlinales y pseudosinclinales (Fig. 80). En efecto, los materiales de proyección aérea (de color oscuro) y las oleadas piroclásticas secas (de tonalidad blanquecina) adoptan estas estructuras al adaptarse a la topografía preeruptiva.



Fig. 79. Extremo meridional del Cabezo Segura II donde se aprecia la superposición de cuatro coladas lávicas pahoehoe.

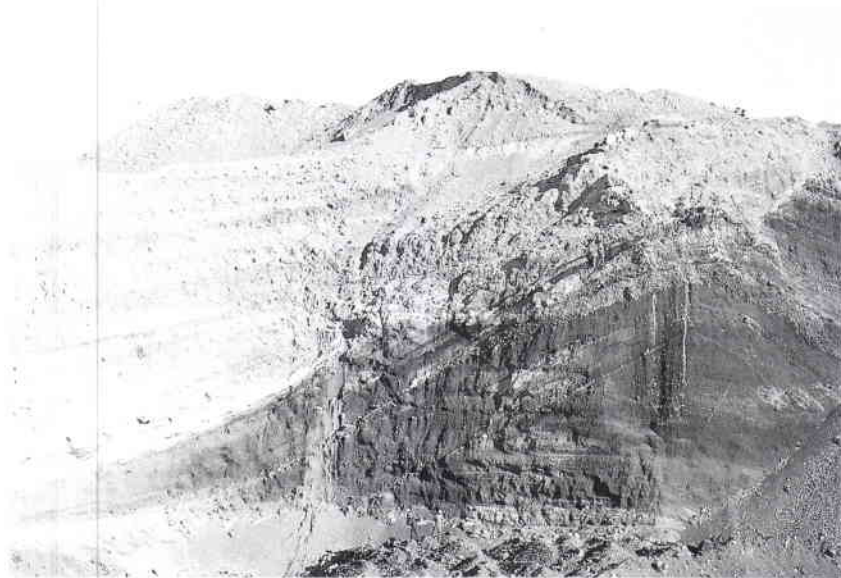


Fig. 80. Estructuras pseudoanticlinales y pseudosinclinales de los materiales de proyección aérea y de las oleadas secas del Cabezo Segura II.

Finalmente, el Cabezo Segura I concluye su dinámica eruptiva con la emisión de una potente colada lávica de morfología pahoehoe, la cual se dirige hacia el sur configurando un potente escarpe frontal de más de 20 m de espesor. Sin embargo, al tratarse de una colada muy espesa apenas se aleja del punto de emisión, contribuyendo así a definir la forma achatada y de cabezo de este domo exógeno del Cabezo Segura II.

En definitiva, el Cabezo Segura II está formado por una acumulación superpuesta de coladas lávicas de escaso desarrollo longitudinal, así como por la intercalación de materiales explosivos, esto es, de proyección aérea y freatomagmáticos, que confieren a este edificio la tipología morfológica de domo exógeno en forma de cabezo.

Por contra, el Cabezo Segura I aunque también está formado por el apilamiento de coladas lávicas viscosas y espesas, así como por la intercalación de materiales explosivos, no obstante, la emisión final de un manto muy fluido que se expande en abanico enmascara la fisonomía del de este edificio, transformándose de cabezo en un domo exógeno en forma de plataforma tabular o de mesa.

CAPITULO TERCERO
MORFOLOGIA DE LAS COSTRAS
FERROMANGANESIFERAS

I. DIFERENTES ACEPCIONES DE LOS TERMINOS LATERITA, CORAZA, COSTRA, LATERITIZACION Y ENCOSTRAMIENTO

Sin que se trate de un examen bibliográfico exhaustivo, puesto que el número de citas es reducido, creemos de interés precisar y diferenciar en lo posible alguno de los conceptos básicos que aparecerán en los siguientes epígrafes. Es sobradamente conocido que los términos expuestos son utilizados por geógrafos, geólogos, edafólogos y mineralólogos con diversidad de acepciones, en ocasiones hasta de manera confusa y equívoca.

Primeramente, debemos mencionar que los vocablos coraza, costra y capa dura o caparazón usados comúnmente por los edafólogos responden exclusivamente al mayor o menor grado de dureza o resistencia de los niveles u horizontes del suelo, siendo el primero el más resistente y duro de los tres. En el caso de la capa dura la compactación todavía es moderada y el material concrecionado puede romperse con la mano, mientras que en la costra y, más aún, en la coraza la consistencia es muy fuerte y únicamente se puede fraccionar mediante el martillo.

A este respecto, Tricart (1981) reserva el término de encostramiento (*cuirassement*) para los endurecimientos constituidos a partir de la precipitación de hidróxidos de hierro, manganeso o de aluminio (encostramientos bauxíticos); mientras que el término costra lo emplea para designar a aquéllos formados por la cementación de carbonatos, sulfatos, cloruros, etc. Además no es partidario de diferenciar, como lo hacen los edafólogos, dentro de las concreciones ferruginosas entre corazas (fuertemente cementadas) y caparazones (poco cementadas), toda vez que existen todos los términos de transición y además, según sus palabras, son subjetivos y poco evocadores.

En cualquier caso, es muy significativo que hayan sido precisamente los edafólogos, quienes empleen desde el siglo XIX las palabras coraza y laterita como sinónimos. Tal ambigüedad se remonta a principios del siglo XIX cuando F. Buchanan realizó en 1807 en la India la primera apreciación descriptiva, toda vez que define a la laterita como una masa endurecida rica en hidróxidos, esto es, como una coraza. Posteriormente, la mayor parte de los edafólogos han equiparado laterita y coraza al considerar a ésta como el estadio final de la alteración del suelo bajo condiciones tropicales, resultante del ascenso por evaporación de los sesquióxidos de hierro y su compactación bajo los rayos del sol.

Esto acontece en la mayoría de las escuelas edafológicas de mediados de siglo y es la postura fundamental que defienden Harrassowitz (1930) y

Correns (1940) en Alemania; Mohr (1944) en Holanda; de Waegemans (1951) en Bélgica y Aubert (1942) en Francia. Sería a partir de mediados de siglo cuando de la mano de D'Hoore (1954) y Maignien (1958) respectivamente, se pusiera de manifiesto el papel que juegan los procesos de lixiviación oblicua o lateral y la inexistencia de migraciones de soluciones hacia la superficie bajo el efecto de la evaporación.

En concreto, desde la presentación del trabajo de D'Hoore en el Congreso de Edafología celebrado en Leopoldville en 1954 se diferencian dos tipos de procesos conducentes a la acumulación y endurecimiento de los diferentes sesquióxidos, los cuales a su vez originan dos tipos de coraza. Se trata de la lixiviación oblicua o lateral y de la vertical. En el primer caso, la concentración de los sesquióxidos se produce mediante aportes alóctonos de aguas cargadas en tales soluciones, en tanto que en el otro son proporcionados por la alteración de los materiales que conforman el perfil. De tales procedimientos se derivan las corazas de acumulación absoluta y relativa respectivamente. Por consiguiente, cuando se habla de coraza de acumulación absoluta se evoca a aquellos encostramientos formados a partir de sesquióxidos que proceden no de la misma formación superficial, sino de otras alóctonas.

Según D'Hoore (1954) el mecanismo de acumulación absoluta implica tres medios íntimamente relacionados entre sí: uno de partida o área madre, en el cual se engendran las soluciones; otro de transporte, por el que se produce la evacuación y en el que además permanecen estables; y, por último, otro de acumulación donde precipitan, se fijan y endurecen. De lo expuesto se deduce lógicamente, como señalan Tricart y Cailleux (1965), que dicha formación limita el cemento de estas corazas a aquellos sesquióxidos suficientemente móviles para ser transportados a otras áreas, esto es, a los de hierro. Razón por la cual los sesquióxidos que constituyen el cemento de tales corazas son siempre de hierro y, en menor medida, de manganeso, pero nunca de aluminio.

Por el contrario, las corazas de acumulación relativa nos indican que la concentración y consolidación de las soluciones proceden de la intensa alteración química de los materiales del mismo perfil o de la formación superficial donde se encuentran, lo que implica que los componentes han de ser estables y poco solubles para que no sean evacuados, caso de la sílice y de los sesquióxidos de aluminio, en especial de la gibbsita. Estas corazas de acumulación relativa o también llamadas bauxíticas dado su alto contenido en alúmina (gibbsita) son menos comunes que las de acumulación absoluta o ferruginosas, puesto que su formación requiere una intensa y prolongada alteración química.

De las apreciaciones anteriores pueden extraerse algunas conclusiones. Las corazas de acumulación absoluta son fundamentalmente ferruginosas con cemento bien en forma de goethita o de hematites, resultantes de la acumulación de tales sesquióxidos a partir de los aportes de aguas superficiales, sin que intervenga ninguna alteración química propia de procesos edáficos tropicaloides.

Por su parte, las corazas de acumulación relativa se caracterizan por el predominio o alto contenido de sesquióxidos de aluminio fundamentalmente de gibbsita, originados como resultado de una intensa alteración edáfica muy próxima a la que genera las ferralitas o lateritas. Hasta el extremo de poder afirmar sin temor a equivocarnos que las corazas de acumulación relativa son fenómenos de acumulación y endurecimiento de los sesquióxidos de aluminio elaborados en las ferralitas¹³. De lo que se infiere que sólo en este caso podría emplearse, aunque no seamos partidarios, el calificativo de laterítico o ferralítico para estas corazas.

Es necesario, por consiguiente, establecer una distinción fundamental entre encostramiento (en inglés *encrustation* y en francés *cuirassement*), proceso conducente al endurecimiento (capa dura, costra y coraza) de distintas fracciones sean edáficas o sedimentarias, y lateritización o ferralitización.

Dicha apreciación fue realizada ya por Maignien (1958) al precisar que ferralitización y encostramiento (*cuirassement*) son procesos independientes que no derivan el uno del otro. De tal modo que hay posibilidad de encostramiento cuando se produce una liberación y acumulación de sesquióxidos. Por ende, la ferralitización es favorable a dicho fenómeno sólo en la medida en que libera cantidades suficientes de tales elementos. No obstante, para que se elabore un encostramiento es necesario que se produzca la acumulación y el endurecimiento de los sesquióxidos, proceso que no necesariamente acontece en todos los suelos ferralíticos.

También en un tratado clásico como el de *Geología de arcillas* de Millot (1970) se pone de manifiesto la diferencia entre alteración laterítica y encostramiento (*cuirassement* o *encrustation*), bajo una perspectiva más bien edáfica. En efecto, la lateritización tiene lugar en las regiones tropicales bajo condiciones climáticas concretas, consistentes en lluvias muy abundantes y temperaturas medias elevadas (de 20 a 30°). En ellas los mecanismos de alteración son muy intensos propiciándose la hidrólisis completa de todos

¹³ A este respecto, DUCHAUFOR y SOUCHIER (1984, p. 460) señalan: «La formación de corazas por acumulación relativa, en realidad no es más que un caso particular de la formación de las *ferralitas* sobre roca madre básica y en un medio bien drenado»,

los silicatos, que conlleva la liberación de sus principales iones, tales como Si, Al, Mg, Ca, K, Na, etc. La mayoría son eliminados por la percolación de soluciones, es decir, por lixiviación vertical, produciéndose a la par una acumulación relativa de los tres componentes esenciales que conforman las lateritas: hierro, aluminio y sílice. El hierro se presenta en forma de sesquióxidos generalmente hidratados y cristalizados como goethita (FeO_2H) y a veces oxidados y cristalizados en hematites (Fe_2O_3). Por su parte, el aluminio aparece generalmente como hidróxido de aluminio, bien a modo de gibbsita ($\text{Al}(\text{OH}_3)$) o de boehmita ($\text{AlO}(\text{OH})$). Y, por último, los silicatos de aluminio adoptan la apariencia de caolinita.

Por contra, el encostramiento es definido por Millot (1970) como un fenómeno secundario dentro del proceso de alteración laterítica, consistente en una acumulación de sesquióxidos de hierro y, en menor medida, de aluminio en uno de los horizontes del perfil.

El espesor que llegan alcanzar algunos de estos encostramientos (*cuirassement*) y su considerable extensión reflejan claramente que los procesos de lixiviación mediante percolación de soluciones son insignificantes, predominando claramente los fenómenos de migración lateral de aguas cargadas en hierro disuelto, el cual se oxida y precipita en forma de hidróxido férrico. Esto explicaría el predominio de los encostramientos formados a partir de hierro y manganeso, es decir, de tipo ferromanganesífero. Como colofón concluye que: “el encostramiento es un fenómeno distinto de la alteración laterítica. Consiste en la consolidación de las acumulaciones de hidróxidos de hierro y aluminio en un horizonte de tipo permeable” (MILLOT, 1970, p. 118).

No obstante, admite la posibilidad de formación de encostramientos de carácter sedimentario al aducir que: “este fenómeno puede suceder en todo tipo de formación permeable atravesada por aguas cargadas con hierro disuelto: terrazas aluviales, formaciones arenosas, etc. (MILLOT, 1970, p. 118).

En este sentido, debemos precisar que han sido los geomorfólogos franceses, desde mediados de los años cincuenta, los primeros en insistir tras sus investigaciones en Africa Occidental y América del Sur en la importancia de los procesos laterales de acumulación dinámica y en los depósitos y formas afectadas. Destacando entre otros los trabajos de Rougerie (1949, 1951, 1959, etc.), Lamotte (1952, 1953, 1956, 1962, etc.) y Tricart (1959, 1961); así como de J. Vogt (1959, 1962) y Michel (1959, 1960, 1967, etc.). No obstante, existían ya algunos precedentes en las descripciones realizadas por Darwin en 1844 de revestimientos ferruginosos de Australia y Africa del Sur, al señalar que eran resultado de la acción aluvial sobre productos detríticos ricos en hierro.

Por último, Tricart (1981) insiste encarecidamente en la necesidad de analizar y describir no sólo la procedencia y tipo de cemento de las corazas, sino además las condiciones de deposición y características de los materiales que han sido consolidados. Es necesario eliminar según Tricart y Cailleux (1965) la idea prefijada de que las corazas son fenómenos exclusivamente edáficos (impuesta a mediados de siglo por Harrassovitz), cuando muy a menudo son resultantes de procesos sedimentológicos.

Una vez concluidas estas consideraciones previas nos hallamos ante la difícil tesitura de aclarar el criterio seguido en este trabajo. De antemano rehusamos, muy a nuestro pesar, la alternativa de emplear la terminología francesa puesto que algunas de sus voces fundamentales aún conducen a error. Nos referimos precisamente al vocablo coraza que como ha quedado anteriormente expuesto ha sido y sigue siendo utilizado como *sínonimo* de laterita. Esta situación nos remite como única posibilidad para evitar la confusión entre coraza y laterita, a adoptar otros términos que en lo posible tengan acepciones menos ambiguas o que no hayan sido equiparados con el de laterita.

Valgan, pues, como mal menor y en la medida del cumplimiento de tales premisas los términos *costra* y *encostramiento*, puesto que además tienen la ventaja de presentar connotaciones geomorfológicas muy similares a las de las susodichas. Así, por ejemplo, *costra* nos indica que estamos ante una formación superficial u horizonte de suelo más o menos endurecido, en el que el cemento que compacta y suelda los elementos tiene una variada naturaleza que puede ser desde carbonato hasta hierro y manganeso. La dureza de estas costras dependerá tanto del tipo de cementación como de las condiciones de deposición y de su edad. Por su parte, la palabra *encostramiento* expresa el proceso de acumulación, fijación y compactación de los sesquióxidos o elementos que sueldan y endurecen distintos niveles de suelos o de formaciones superficiales.

En cuanto a los calificativos que acompañan a estos nombres son dos los tipos que distinguimos según atendamos a la naturaleza del cemento o al proceso de formación. En relación con el primer factor diferenciamos entre costras ferruginosas o bien ferromanganesíferas, a veces carbonatadas ferruginosas, y costras carbonatadas. Si nos atenemos, por el contrario, al proceso de encostramiento hablaremos de costras formadas por acumulación absoluta y relativa. Sólo en este último episodio si tuviera lugar en el área de investigación emplearíamos el epíteto de laterítico para tales costras. Por supuesto, el término *ferralita* o *laterita* se reserva exclusivamente para aquellas formaciones superficiales que han experimentado una intensa alteración química.

ca, en la que todos los minerales primarios han sufrido una hidrolización total; liberándose fundamentalmente óxidos de hierro y aluminio, así como caolinita, los cuales se acumulan en el perfil.

II. INTERPRETACIONES ACERCA DE LA FORMACION DE LAS COSTRAS FERROMANGANESIFERAS Y ESTADO ACTUAL DE LAS INVESTIGACIONES

Las primeras referencias sobre la existencia de fenómenos de encostramiento de tipo ferruginoso en el Campo de Calatrava se deben a Francisco Hernández-Pacheco (1932). En efecto, en su estudio volcánico de la región central de España no sólo indica el hallazgo en las inmediaciones de algunos manantiales termales de conglomerados cuarcíticos soldados por cemento ferruginoso, esto es, de costras ferruginosas; sino que además propone un modelo morfogenético en el que hace partícipe de forma directa a la actividad hidrotermal.

Concretamente en el epígrafe sobre estratigrafía y litología precisa dentro del Silúrico un nivel de cuarcitas suprayacentes a otro de conglomerados cuarcíticos, en el cual hay abundantes impregnaciones ferruginosas de tonalidad rojiza. El espesor que alcanzan estas masas ferruginosas según Hernández-Pacheco sobrepasa en algunas ocasiones los 8 y 10 m.

La presencia de estas masas ferruginosas explica que la profusa red de manantiales termales tenga un alto contenido de hierro, puesto que la: "acción disolvente del anhídrido carbónico que arrastran las aguas, y sin duda de origen volcánico, (...) hace que los óxidos de hierro se disuelvan más fácilmente, enriqueciéndose con este metal (...) dichos manantiales termales" (HERNANDEZ-PACHECO, 1932, p. 46). Más adelante al abordar el análisis de ciertos veneros, concretamente el situado en Piedrabuena, expone que los conglomerados cuarcíticos cementados en derredor son resultantes de la precipitación de óxidos de hierro disueltos en tales aguas.

Queda pues de manifiesto que Francisco Hernández-Pacheco no lleva a cabo un análisis exhaustivo de los encostramientos, toda vez que su investigación se centra en la morfología volcánica. No obstante, su mención concerniente a la génesis de algunas cementaciones ferruginosas es significativamente muy acertada pese al tratamiento de soslayo. Así pues, con esta primera formulación de Francisco Hernández-Pacheco (1932) quedaba asentada una explicación básica de la morfogénesis de las costras ferruginosas.

Tras el transcurso de tres décadas, Eloy Molina Ballesteros (1975) al analizar el Neógeno y Cuaternario del área occidental del Campo de Calatrava aporta nuevos datos tanto de índole morfogénica como estratigráfica y cronológica.

Ciertamente sitúa en discordancia y fosilizando un paleorrelieve modelado sobre los materiales paleozoicos una coraza ferralítica constituida por depósitos detríticos de naturaleza cuarcítica y pizarrosa soldados por cemento ferruginoso. El espesor que alcanza es a veces, como en las localizadas al sur de Corral de Calatrava, superior a 4 m. En relación a su cronología relativa Molina (1975) la atribuye una edad incierta que sitúa entre el Eoceno inferior y el Mioceno inferior, al emplazarla por encima del zócalo paleozoico y equipararla genética y cronoestratigráficamente con las halladas en Zamora, constituyendo pues la base de la sedimentación neógena. Desde el punto de vista morfogénico atribuye tales corazas como resultantes de intensos mecanismos de alteración química del zócalo bajo condiciones morfoclimáticas tropicales.

Recientemente Molina et al. (1985) aducen el mismo proceso morfogénico para explicar la presencia de corazas ferruginosas en el sector castellano-extremeño del Macizo Hespérico, a las cuales ubican cronológicamente en el Paleoceno.

Por último, en la memoria del MAGNA (1988) correspondiente a la hoja nº 784 (Ciudad Real) se ratifican y reafirman las teorías expuestas por Molina en 1975, tanto a nivel cronoestratigráfico como morfogénico.

No es menester insistir que las investigaciones sean de índole geológica o bien geomorfológica no han sido muy proliferas en el Campo de Calatrava, lo cual tal vez justifique que las propuestas y modelos morfogénicos relativos a los encostramientos ferruginosos hayan perdurado no ya sin cuestionarse, sino sin afianzarse sólidamente durante mucho tiempo.

Al iniciar este trabajo sentimos considerablemente tal escasez, por lo que al concluir la lectura de las referencias bibliográficas citadas emprendimos la labor de campo. Después de los primeros recorridos sistemáticos comprobamos con gran extrañeza y aún con más estupefacción que en la propuesta morfogénica de carácter tropical existiesen todavía cabos sueltos. Nos sorprendía la frecuencia con que se repetía la ausencia de tales corazas en los cortes que seccionaban el basamento paleozoico y los sedimentos neógenos (como los existentes en las inmediaciones de Puente Morena y del volcán Cabeza Parda en Cañada de Calatrava), todo lo más que encontramos fue una sericitización de pizarras ampelíticas muy plásticas. El espesor de esta paleoalteración oscila entre 10 y 15 m, sin que en ella se detecte ninguna coraza ferralítica.

También pudimos constatar un doble hecho: primero, que las “corazas” sólo se hallan en las cercanías de las alineaciones cuarcíticas, esto es, en los bordes de la subcuencas y además próximas a manantiales termales ferruginosos; segundo, que ocupan una posición geomorfológica concreta, aunque heterogénea. Nos referimos a que las “corazas” están situadas -no por casualidad- en glacis coluviales, glacis de raña, glacis de acumulación, etc.

Por otro lado, se componen de fracciones detríticas muy heterométricas y variadas morfométricamente: desde fracciones de bloque, canto y grava subangulosas y angulosas hasta otras subredondeadas. En realidad, los fragmentos englobados en las “corazas” no pueden ser más que las partículas detríticas o depósitos de las formas donde se localizan.

Por consiguiente, cabe suponer que las llamadas por Molina como “corazas” no son, empero, más que costras ferruginosas, al tratarse simplemente de cementaciones abundantes de oxihidróxidos de hierro que compactan y endurecen los sedimentos detríticos de formas muy heterogéneas y de edad reciente: glacis coluviales, glacis de acumulación, glacis de raña, conos de deyección, terrazas aluviales, niveles de acumulación fluvial, tobas, etc.

Al mismo tiempo, la estrecha relación espacial habida entre costras ferruginosas y manantiales termales nos indujo a considerar la hipótesis de la participación de la actividad hidrotermal en su morfogénesis.

Mientras que realizábamos tales planteamientos coincidimos durante el trabajo de campo con un equipo de geólogos de ENADIMSA que realizaba sondeos mecánicos en los alrededores del pueblecito de Villar del Pozo (C. Real). Merced a este afortunado encuentro tuvimos la oportunidad de acceder tanto a los resultados de las investigaciones realizadas entre 1986 y 1988, como a los datos estratigráficos y litológicos de los sondeos mecánicos que estaban efectuando a la sazón en el sector central de la comarca. Nos parece, pues, oportuno y conveniente detenernos en la exposición de tales trabajos, para conocer el valor y alcance de tales aportaciones en el entendimiento global de la sedimentación acontecida en el Campo de Calatrava durante el Neógeno.

En la comunicación presentada al XI Congreso Nacional de Sedimentología celebrado en Barcelona, Torres et al. (1986) señalan la inexistencia de la coraza ferralítica en discordancia con el zócalo paleozoico y proporcionan una revisión completa de la estratigrafía del neógeno, a partir de la realización de más de una treintena de sondeos mecánicos e investigaciones de índole geofísica que tenían por objeto la detección de cuencas carboníferas bajo los materiales mesozoicos y neógenos de La Mancha.

En conjunto precisan un total de cuatro niveles de los que destacamos por su novedad los dos primeros denominados: contacto sustrato paleozoico y

neógeno y miembro detrítico de la base. Del primero precisan que sólo cuando el basamento es pizarroso se aprecia en él una intensa paleometeorización materializada en la presencia de lutitas muy plásticas. No obstante, cuando el zócalo es cuarcítico se halla intacto y no se aprecia ninguna alteración.

En fin, lo más reseñable es la inexistencia de la coraza ferralítica en el contacto entre el basamento y los sedimentos neógenos, precisando que más bien se trata de un fenómeno reciente ligado a los últimos momentos de la sedimentación neógena.

Posteriormente en las comunicaciones de Crespo Zamorano et al. (1988) y Crespo Zamorano (1988), presentadas al VII Congreso Internacional de Minería y Metalurgia de Oviedo y a la VIII Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía de Granada respectivamente, se avanza un poco más al abundar en el estudio de las características mineralógicas y genéticas de tales encostramientos. De sendas publicaciones hay que destacar la primera pues la segunda no es más que una síntesis de los resultados obtenidos en la anterior.

Hay que subrayar que Crespo Zamorano et al. (1988) ya no hablan de corazas ferralíticas sino que se refieren a ellas como costras ferruginosas, que sitúan en el techo de las series pliocuaternarias, descartando su posición basal del neógeno. La naturaleza mineralógica de las costras se compone de óxidos e hidróxidos de hierro (sin especificar minerales), así como de óxidos de manganeso en forma de wad-asbolanas, criptomelanas, litioforita y todorokita, los cuales llevan asociados elementos de cobalto y níquel. Se refieren, por tanto, a estas costras como de tipo manganesífero o ferromanganesífero dispuestas de forma subparalela entre materiales hidromagmáticos y sedimentarios, alcanzando espesores de hasta 5,8 m y leyes de un 12,8 % de manganeso del todo-uno. Las leyes medias de manganeso según el análisis de 100 muestras de mano se sitúa en torno al 30 %, mientras que las de cobalto son de un 0,3062% llegando a veces hasta el 1,26%.

Las formaciones afectadas por tales encostramientos se corresponden con abanicos aluviales, seguidos de depósitos hidromagmáticos y sedimentarios de edad neógena e incluso de filones que recubren grietas de coladas lávicas.

Desde el punto de vista genético asocian las costras ferromanganesíferas con las manifestaciones volcánicas de esta comarca, siendo el mecanismo de aporte de tales minerales las aguas termales que abundaron durante el Plioceno y el Cuaternario. En concreto, estas surgencias hidrotermales distribuyeron los materiales o soluciones manganesíferas por el entorno sedimentario, precipitando sus componentes por el cambio del pH encontrado en dicho medio.

Así pues, queda solventada una de las mayores incertidumbres con que iniciamos esta investigación y que sin duda nos hubiera sido imposible solucionar por medios propios, cual es la posición estratigráfica de la supuesta "coraza ferralítica".

Efectivamente, sólo la realización exhaustiva y sistemática de sondeos por toda la zona de estudio podía ratificar con claridad y firmeza las observaciones visuales relativas al no emplazamiento de aquélla como nivel basal de la serie neógena.

No obstante, hemos de reseñar que en sus trabajos resta aún por desvelar y definir en qué términos se establece la relación entre encostramientos y fenómenos hidrotermales, pues a nuestro entender no es suficiente con exponer la vinculación espacial entre ambos fenómenos. Máxime cuando sendos estudios al centrarse en el examen de los yacimientos de manganeso no analizan, como sería deseable, la composición mineralógica completa de las costras ferromanganesíferas, en especial, de los minerales de hierro, ni la composición química de las aguas y tampoco la mineralogía de sus residuos.

Otro de los aspectos que consideramos que queda sin precisar es el de la tipificación de los depósitos o formaciones detríticas, al igual que las formas de modelado afectadas, las cuales ni tan siquiera son objeto de referencia y, por último, el de la edad cronológica. En suma, las formaciones encostradas quedan reducidas prácticamente a abanicos aluviales y depósitos freatomagmáticos, es decir, a las series sedimentarias de edad pliocena, cuanto más pliocuaternaria.

Por nuestra parte, consideramos imprescindible para intentar solventar las cuestiones pendientes y atestiguar las presunciones reseñadas, analizar la composición química de las aguas termales, así como las características mineralógicas de sus remanentes, con el fin de comprobar si esos mismos minerales son los principales componentes de las costras ferruginosas. A la par intentaremos establecer cuales son los mecanismos morfogenéticos y morfoclimáticos que intervienen en su elaboración, pues de antemano las formas afectadas (glacis, terrazas, rañas, conos de deyección, etc.) inducen a considerar como partícipe, además de la actividad hidrotermal, el mecanismo de arroyada elemental. De cualquier forma un avance de tales resultados puede encontrarse en Poblete (1989 y 1992).

Tras exponer estas consideraciones previas abordaremos en los siguientes epígrafes el análisis detallado de los procesos morfogenéticos, así como las formas y depósitos afectados.

III. LOCALIZACION Y ANALISIS DE LOS MANANTIALES TERMALES

1. REFERENCIAS HISTORICAS E INVENTARIO DE LOS MANANTIALES TERMALES DE CIUDAD REAL

Aunque el conocimiento de la existencia de los manantiales termales ferruginosos del Campo de Calatrava y de la provincia de Ciudad Real en general se remonta sin lugar a dudas a la época de dominación romana, dado los vestigios arqueológicos encostrados en su entorno, las primeras referencias históricas explícitas halladas hasta el momento se encuentran en las *Relaciones Topográficas de Felipe II*.

En ellas el número de pueblos que mencionan la presencia de veneros (conocidos popularmente como hervideros o fuentes de agua agria), como respuesta a la pregunta 23 del cuestionario relativa a la existencia de fuentes y lagunas, es muy reducido. En efecto, sólo cuatro pueblos, concretamente, Puertollano, Bolaños, Fuencaliente y Valenzuela contestan afirmativamente. Valga como muestra la respuesta que la villa de Puertollano realiza: "... y que tiene junto a la dicha villa una fuente que se llama la fuente Azeda porque el agua della es agria y sale la dicha agua encima de tierra hirviendo hacia arriba ordinariamente sin cesar como si fuese una caldera de agua hirviendo por todas partes..." (RELACIONES TOPOGRAFICAS DE FELIPE II, p. 414).

Llama poderosamente la atención el temprano interés suscitado por explicar la presencia de hierro en tales manantiales como para que el clérigo de la población de Bolaños, encomendado de la redacción de tales Relaciones, recoja las siguientes especulaciones: "Muchos han querido dar razón porque el agua es agra, unos dicen que pasa por venas de yerro y que ansi es agua agra, puedeseles responder que en muchas partes hay venas de yerro y que el agua no es agra antes tan aherrumbrada que no se puede meter en la boca, otros dicen que pasa por venas de alumbre, también parece fuera de proposito porque si ansi fuera, fuera tan dañosa y corrosiva que antes matara que diera salud, otros dicen que por venas de plata, porque afirman que bebida con plata esta mas agra; descoja el prudente lector la que mejor de esto le cuadrare" (op. cit., p. 136).

Aun siendo conocidas por el público la presencia y virtudes de estas aguas y de otras fuentes repartidas por la geografía de España, los estudios de éstas no se efectuarían al igual que en casi toda Europa (a excepción de Italia) hasta bien entrado el siglo XVII. Concretamente, en España la prime-

ra obra específica sobre las aguas minerales fue publicada en 1697 por Alfonso Limón Montero, Catedrático de Medicina de la Universidad de Alcalá de Henares, con el título *Espejo cristalino de las Aguas de España, hermoseedo y guarnecido con el marco de variedad de Fuentes y Baños*.

De la obra de Limón Montero (1697), que constituye el primer cuerpo de doctrina de las aguas minerales de España, nos interesa destacar el tratado tercero del libro primero referente a las *Aguas azedas del Campo de Calatrava*. Dedicar todo un tratado a dichas aguas se comprende si tenemos en cuenta que el autor era natural de la villa de Puertollano (C. Real) y, por tanto, un gran conocedor de las fuentes termales de tal comarca.

No obstante, Limón Montero no realiza un inventario de las fuentes más importantes, sino que se ciñe exclusivamente al estudio de la fuente pública de Puertollano y del Pilar en la localidad de Mestanza, citando sólo de pasada a la Nava de Almagro.

En efecto, todo su interés se centra en aclarar el origen de la “azedia” de las aguas, al tiempo que tratar de determinar sus posibles cualidades curativas. Ahora bien, si consideramos que la química como tal ciencia experimental se encontraba en sus albores (pudiéndose calificar en cierto modo de alquimia) es lógico comprender que sus resultados fuesen fruto de un equilibrio precario entre la experimentación analítica y ciertas dosis de formulaciones especulativas. Así queda reflejado al aseverar que la “azedia” se debe a un “jugo calcantoso, el qual no es calcanto, o vitriolo ya perfecto, y engendrado, sino aquella materia espirituosa sutilissima de que se haze, y engendra, no siendo pura materia, sino fermento del mismo vitriolo. Y en dicha materia se halla la virtud del alumbre, del hierro, del cobre, del azufre, del salitre, y de la sal” (LIMON MONTERO, 1697, p. 190). Para más adelante reafirmar: “...esto nos muestra aquel conjunto de sabores que en estas aguas se halla, y aquella nata de varios colores que sobre ella se hace...” (op. cit., p. 191).

En cuanto a la manera en que estas aguas adquieren su sabor ácido parece evidente que Limón Montero rechaza la opinión fundamentada de que el agua incorpora toda la sustancia mineral por la que circula, siendo más proclive a ratificar la hipótesis que precisa que sólo lo hace a través de los llamados: “sutilísimos vapores espirituosos”. De tal modo que en ocasiones: “...se pierden, y desvanecen con facilidad quedando estas aguas después con su propia naturaleza elemental, como las demas aguas comunes...” (op. cit., p.191).

El tercer documento consultado siguiendo la secuencia cronológica son las descripciones de la diócesis del Arzobispado de Toledo que el Cardenal Lorenzana promoviera en 1782. El propósito con el que se realizaron fue conocer las condiciones socioeconómicas y las características geográficas de

tales diócesis, para lo cual se elaboró una encuesta o interrogatorio compuesto por 14 preguntas, de las que son de sumo interés geográfico la cuarta, quinta, sexta y especialmente la decimocuarta referente a la presencia de fuentes o manantiales termales y de canteras.

Estas descripciones proporcionan un inventario bastante exhaustivo de los manantiales ferruginosos localizados en la provincia de Ciudad Real, al contestar afirmativamente un elevado número de pueblos que con anterioridad no habían respondido. Entre ellos se encuentran las villas de Aldea del Rey, Calzada de Calatrava, Granátula de Calatrava; además de Miguelturra, Pozuelo de Calatrava, Valverde, Villamanrique y Viso del Marqués. En ellas se nos suministra la información precisa para establecer la localización exacta de los manantiales pertenecientes a la comarca volcánica. Así los veneros de Aldea del Rey se sitúan: "...en la altura de un cerro que llaman de la Iguera (...) en su extremidad se halla una fuente manantial bastante abundante y mui medicinal segun los phisicos. Thiene otra fuente manantial de agua agria en el sitio de el Yezgo, y medicinal (GRUPO AL-BALATITHA, 1984, p. 57). Con respecto a los de Calzada de Calatrava precisan: "...hai dos herbideros de agua agria, que nazen en la Encomienda de la Sachristia Mayor de Calatraba, su agua es mui agradable al paladar y medicinal como lo tiene acreditado la experiencia..." (op. cit., p. 132).

En el caso de la villa de Pozuelo la descripción resulta meticulosa al indicar no sólo el número y situación de los manantiales, sino hasta incluso la composición química de algunos de ellos. Valga pues la siguiente declaración: "Hay en el termino y jurisdiccion de esta villa ocho fuentes, la mas cercana, que se nomina el Hervidero, y de agua agria, dista de esta villa media legua y medio quarto (...); la del Chorrillo (...); la del Cura y la de Fuensanta, una legua, todas tres de aguas agrias, y esta ultima esta en la dehesa de Villafranca propria de la encomienda mayor de la Claveria de Calatrava(...) También los minerales de esta fuente o hervidero , haviendo hecho las indagaciones o esperiencias, se ha verificado tener mineral de mercurio, caparrosa, vitriolo y yerro (...)" (ibid., p. 230).

Para concluir, en Valverde de Calatrava, población de la que no se tenía constancia de la presencia de veneros, se señala: "Dos fuentes de agua agria se advierten en este pueblo, una a oriente que nace mui cerca de Guadiana, otra al mediodia que nace aun mas inmediata al mismo dia, esta ya algunos pasos, esta fuera deste termino". (ibid., p. 270).

También en otro documento histórico como el *Diccionario Geográfico-Estadístico-Histórico* de Madoz (1845-1850)¹⁴ en el apartado de aguas mine-

¹⁴ Todas las citas de la obra de Madoz se refieren a la reedición de 1987.

rales de Ciudad Real, se mencionan por vez primera las halladas en los términos de Villar del Pozo, Almagro y Alcolea de Calatrava. Respecto a la primera villa Madoz refiere: "Tiene esta v. un establecimiento de baños minerales de aguas agrias, que se toman tambien en bebida..." (MADOZ, p. 463). De Alcolea de Calatrava menciona la fuente llamada de la Colodrilla perteneciente en la actualidad al término municipal de Pozuelos de Calatrava. En Almagro únicamente se cita la conocida por el nombre de la Nava.

Para finalizar recogemos la información proporcionada por Madoz sobre las cualidades, características y composición química de las aguas termales de la villa de Puertollano: "...el agua es clara y trasparente, pero espuesta por algun tiempo al aire atmosférico, se enturbia y deposita en el fondo un color amarillo anaranjado. Su sabor es ágrío bastante manifiesto y fuerte, percibiéndose por último un poco de austeridad; su temperatura de 13° Reaumur: cogida en la fuente se ve como deja desprender un gas, formando burbujas, que se deshacen en la superficie del líquido y de esta manera va perdiendo el gusto ágrío: hierve con facilidad, y analizada se encuentran en 16 onzas de aguas carbonatos de hierro 1 1/2 granos; de hidrociorato de magnesia 4 1/2; de óxido de siliceo 1 1/2, y de gas ácido carbónico 29 pulgadas cúbicas..." (MADOZ, p. 245).

La consulta de la documentación histórica sobre las aguas termales concluye con una obra sin parangón tanto por la magnitud como por la excepcionalidad de su información, nos referimos al *Tratado completo de las fuentes minerales de España* de Pedro María Rubio publicado en 1853.

Podemos calificarla, sin temor a equivocarnos, como el censo más completo de las aguas minerales realizado en España. Aparte del gran número de fuentes recogidas, destaca la valiosísima información que el autor aporta sobre las cualidades físicas y químicas de las aguas; propiedades curativas y clasificación de las aguas; así como una visión completa del estado de los baños y balnearios en el siglo XIX.

El Tratado consta de cinco partes desglosadas del modo siguiente: una primera en la que se localizan y describen con toda exhaustividad cada una de las fuentes y balnearios de España, agrupados según la composición química de las aguas. Un segundo apartado donde se exponen las propiedades físicas y químicas de las aguas, así como sus propiedades curativas; a la par que la confección de una clasificación de las fuentes minerales atendiendo a su temperatura y composición química. La tercera proporciona una información completísima de sumo interés para el bañista a la hora de elegir el establecimiento deseado: situación y accesibilidad de los balnearios, medios materiales con que cuentan; precio de los baños y comodidades del hospeda-

je y manutención; duración de la temporada de baños, médicos directores, etc. La cuarta está dedicada al estudio estadístico de las aguas minerales configurando un censo general por provincias de los manantiales, al tiempo que analiza la concurrencia de los establecimientos y las condiciones socioeconómicas de los bañistas. El volumen concluye con un quinto apartado que incluye una recopilación de la bibliografía hidrológica publicada en España desde el siglo X hasta mediados del siglo XIX.

En el censo general se recogen un total de 1.188 puntos de agua o exutorios pertenecientes a 724 manantiales termales, repartidos entre 705 localidades o villas del territorio español, de los cuales 262 corresponden a aguas minerales sulfurosas; 63 a aguas minerales acídulas carbónicas; 248 a aguas ferruginosas; 137 a salinas; 4 a aguas alcalinas y 10 a aguas minerales azoóticas o nitrogenadas.

El catálogo de aguas minerales de la provincia de Ciudad Real es, sin duda, el más completo y nutrido de los documentos consultados, en el cual se recogen un total de 52 exutorios correspondientes a 46 manantiales termales, repartidos entre 31 localidades. Según su composición química 25 de ellos corresponden a aguas acídulas carbónicas con hierro, 10 a acídulas carbónicas sin hierro; mientras que 5 pertenecen a aguas ferruginosas carbonatadas, tres a sulfurosas frías y el mismo número a salinas frías.

Otro de los aspectos sobresalientes es la meticulosidad en las descripciones de las cualidades de las aguas, tales como su color, sabor, olor e impurezas. En este sentido son sumamente interesantes los comentarios acerca de la deposición de los residuos contenidos en las aguas de los manantiales. El precipitado de estos residuos e impurezas es generalizado en todas las aguas ferruginosas y carbónicas de la provincia de Ciudad Real. No obstante, este fenómeno no es exclusivo de las aguas de esta provincia, puesto que este mecanismo se reproduce en todos los manantiales cuyas características químicas son similares.

Es conveniente, dada la trascendencia de la información aportada en sus descripciones, recoger textualmente algunas de ellas. Así, por ejemplo, en los Hervideros de Villar del Pozo señala: “El agua al nacer es clara y transparente; inodora; de un sabor ligeramente ácido-picante al principio, y algo astringente de hierro después; deposita un corto precipitado ocráceo; se cubre de una nata de colores estando en reposo algún tiempo...” (RUBIO, 1853, p. 193). Por su parte, las aguas de los Baños de Puertollano son “... de sabor ágrío, bien intenso cuando nace, que va perdiendo poco á poco; y presenta muchas burbujas por el rápido desprendimiento gaseoso. Al cabo de muy pocos instantes de reposo empieza á enturbiarse, depositando en el vaso

un limo amarillo-anaranjado” (op. cit., p. 201). Sobre los Hervideros de Fuensanta comenta: “El agua mineral es clara y trasparente en su nacimiento, á pesar de un sin número de particulillas rojizo-amarillentas que se precipitan por efecto de su descomposicion al contacto con el aire atmosférico” (op. cit., p. 186).

Pero no siempre los residuos son óxidos de hierro sino que como en el caso de los Hervideros del Emperador sucede que “...hay una grande charca de agua que proviene del Hervidero, y en ella es tan copiosa la precipitacion del carbonato cálcico, que ha llegado á formar un banco de toba calcárea, que sirve como de tazon á la charca, circunscrita y estrechada ya por aquel. Fenómeno curioso que da idea de la formacion de las rocas de sedimento que se encuentran en la cuenca del Guadiana” (op. cit., p.434). Esta constatación bien podría constituir una revelación acerca de la morfogénesis de las barreras tobáceas de las lagunas de Ruidera.

En lo concerniente a las aguas minerales de otras comarcas expondremos brevemente aquellos casos más representativos. En Guipúzcoa destacan las aguas de Oyarzun y de Ezquioga. Sobre las primeras refiere: “Es clara y trasparente; de sabor estíptico bien marcado; deja un precipitado rojizo abundante...” (op. cit., p. 483). De las de Ezquioga señala que: “...en la falda meridional del monte Isasmendi , brota de una peña pizarrosa rojiza un manantial de agual mineral (...) de sabor astringente; forma una nata de colores y da un precipitado ocráceo” (ibid., p. 465).

De los abundantes manantiales de Cataluña recogemos el testimonio acerca de la Fuente de Auximot en la provincia de Barcelona: “Del agua de esta fuente no se dice otra cosa sino que es ferruginosa fria de 14° R., y deposita mucha cantidad de óxido férrico amarillo” (ibid., p. 466).

Del mismo interés son los comentarios sobre las aguas de Rubena (Burgos), de la Fuente de Sublantina (León), de la Casa de Campo (Madrid) y así un largo etcétera. De Rubena afirma: “El agua al brotar es clara y trasparente; inodora; tiene sabor pronunciado á hierro; desprende burbujas gaseosas (...) Pasado algún tiempo toma un color opalino, se cubre de una nata de colores, pierde el sabor de hierro, aunque conserva la pastosidad, y deposita un precipitado ocráceo abundante” (ibid., p. 484).

En lo tocante a la Fuente Sublantina: “Tiñe el agua los cantos sobre que corre de color ocráceo; donde se detiene forma sedimento de color amarillo de miel, y de aspecto gelatinoso, con una nata superficial de color de cuello de pichón” (ibid., p. 467).

Por último, de las aguas de la concurrida Casa de Campo asevera: “El agua es clara y trasparante (...). Expuesta á la accion del aire se desprenden

burbujas gaseosas, se enturbia bastante y se pone como lechosa, apareciendo al cabo de cierto tiempo en el fondo de la vasija un precipitado no muy abundante de color blanco-amarillento. Guardada en frascos tapados presenta los mismos fenómenos, aunque mas lentamente, ó al cabo de mayor espacio de tiempo. En la reguera por donde corre el agua deposita el mismo sedimento amarillo y como ocráceo” (ibid., p. 460).

La información obtenida a partir de las diversas fuentes documentales y del trabajo de campo basado en el recorrido exhaustivo del área en cuestión nos ha permitido la confección de un inventario lo más completo posible de las aguas termales de Ciudad Real (Cuadro II).

El criterio sobre termalismo que hemos aplicado para su elaboración ha sido el que ya precisase Schoeller (1962), consistente en que la temperatura del agua sea superior en 4°C a la temperatura media anual del lugar. Esta misma pauta es también recogida en el título IV de la Ley de Minas de 1973 actualmente vigente, al precisar que las aguas termales son: “Aquellas cuya temperatura de surgencia sea superior en 4°C a la media anual del lugar donde alumbren”.

En el catálogo recogido en el Cuadro II se enumeran un total de 29 manantiales termales con 42 exutorios o puntos de agua, repartidos entre 23 localidades. De ellos hemos analizado en este trabajo sólo 16 manantiales pertenecientes al sector central del Campo de Calatrava, con la salvedad de la fuente pública de Puertollano.

2. ARTICULACION ESPACIAL DE LOS MANANTIALES TERMALES Y SU RELACION CON LA ESTRUCTURA TECTONICA REGIONAL

Los manantiales termales de la provincia de Ciudad Real quedan enmarcados en su mayor parte dentro de los límites del área volcánica del borde meridional de la Submeseta Sur, la cual se extiende desde las estribaciones meridionales de los Montes de Toledo al Norte hasta las septentrionales de Sierra Morena al Sur, englobando las unidades morfoestructurales de los Montes de Ciudad Real, La Mancha, Campo de Calatrava, Valle del Ojalén y Valle de Alcudía.

No obstante, al analizar con detenimiento la distribución geográfica de los puntos de agua inventariados comprobamos que el mayor número de ellos, concretamente 22 manantiales, están situados precisamente en el núcleo volcánico por excelencia -cual es la unidad morfoestructural del Campo de Calatrava-, en tanto que las otras unidades como La Mancha,

CUADRO II
CENSO DE MANANTIALES TERMALES
DE LA PROVINCIA DE CIUDAD REAL

| Manantial | Localidad | Exutorios | T °C | Facies hidroquímica |
|-----------------------|------------------|-----------|------|------------------------|
| Baño de S. Cristóbal | Pozuelo | 2 | 19 | Bicarb. magn.-calc. |
| Pisada de la Vaca | Pozuelo | 1 | 17 | Bicarb. magn.-calc. |
| Piedra de Hierro | Pozuelo | 1 | 18 | — |
| Chorrillo | Pozuelo | 2 | 21 | Bicarb. sód-magn. |
| Herv. de Fuensanta | Pozuelo | 2 | 19 | Bicarb. sód-magn. |
| Herv. de Villafranca | Pozuelo | 2 | 21 | Bicarb. sód-calc. |
| Fuente Agría | Puertollano | 1 | 18 | Bicarb. cálcica |
| Colodrilla | Pozuelos | 2 | 17 | Bicarb. sód-calc. |
| Sacristanía | Calzada | 2 | 17 | — |
| Herv. del Prado | Villar del Pozo | 1 | 28 | Bicarb. sód-magn. |
| Fuentillejo | Ciudad Real | 3 | 18 | Bicarb. magn.-calc. |
| Herv. de Carrión | Carrión | 1 | 15 | Sulf. bic. magn.-calc. |
| Fuente Aceda | Corral | 1 | 20 | Bicarb. cálcica |
| Fuente del Regajo | Fuente el Fresno | 1 | — | — |
| Baños de Chiriví | Torrenueva | 1 | — | — |
| Baños de Perete | Villamanrique | 1 | — | — |
| Fuente del Diezgo | Aldea del Rey | 1 | — | — |
| Baños del Cristo | Albadalejo | 1 | — | — |
| Baños del Peral | Valdepeñas | 1 | 15 | Bicarb. calc. fer. |
| Baños de Sta. María | Piedrabuena | 1 | — | — |
| Baños de Villanarejo | Navalpino | 3 | — | Bicarb. fer. |
| Baños de Cervantes | Mudela | 2 | — | Bicarb. fer. |
| Baños de las Nieves | Bolaños | 2 | — | — |
| Baño de Fontecha | Aldea del Rey | 1 | 17 | — |
| Baño del Barranco | Aldea del Rey | 1 | 17 | — |
| Baño Chico | Aldea del Rey | 1 | — | — |
| Casablanca | Poblete | 1 | 13 | Bic. sulf. sód-mag. |
| Baños de Fuencaliente | Fuencaliente | 1 | 38 | Bic. fer. mangane. |
| Mina Nazarena | Almuradiel | 1 | — | — |

Montes de Ciudad Real y Montes de Toledo sólo cuentan con una única alfaguara (Fig. 81).

Al mismo tiempo la distribución espacial de los veneros no es azarosa, sino que se articula en una red de alineaciones bien definida entre la que destacan unas directrices dominantes de componente NO-SE y NNO-SSE; y otras subordinadas de dirección ENE-OSO (Fig 81). En concreto, la alineación principal de componente NO-SE -mencionada por Francisco Hernández-Pacheco (1949) como del Guadiana- se prolonga a lo largo de 160 km, desde la localidad de Navalpino en los Montes de Ciudad Real hasta Villamanrique en plena Sierra Morena, quedando definida por los siguientes manantiales: Villanarejo, Santa María y Fuentillejo; además de Fuensanta, Chorrillo, Fontecha y el Barranco en la cuenca del Jabalón y, por último, el de Chiriví en Torrenueva.

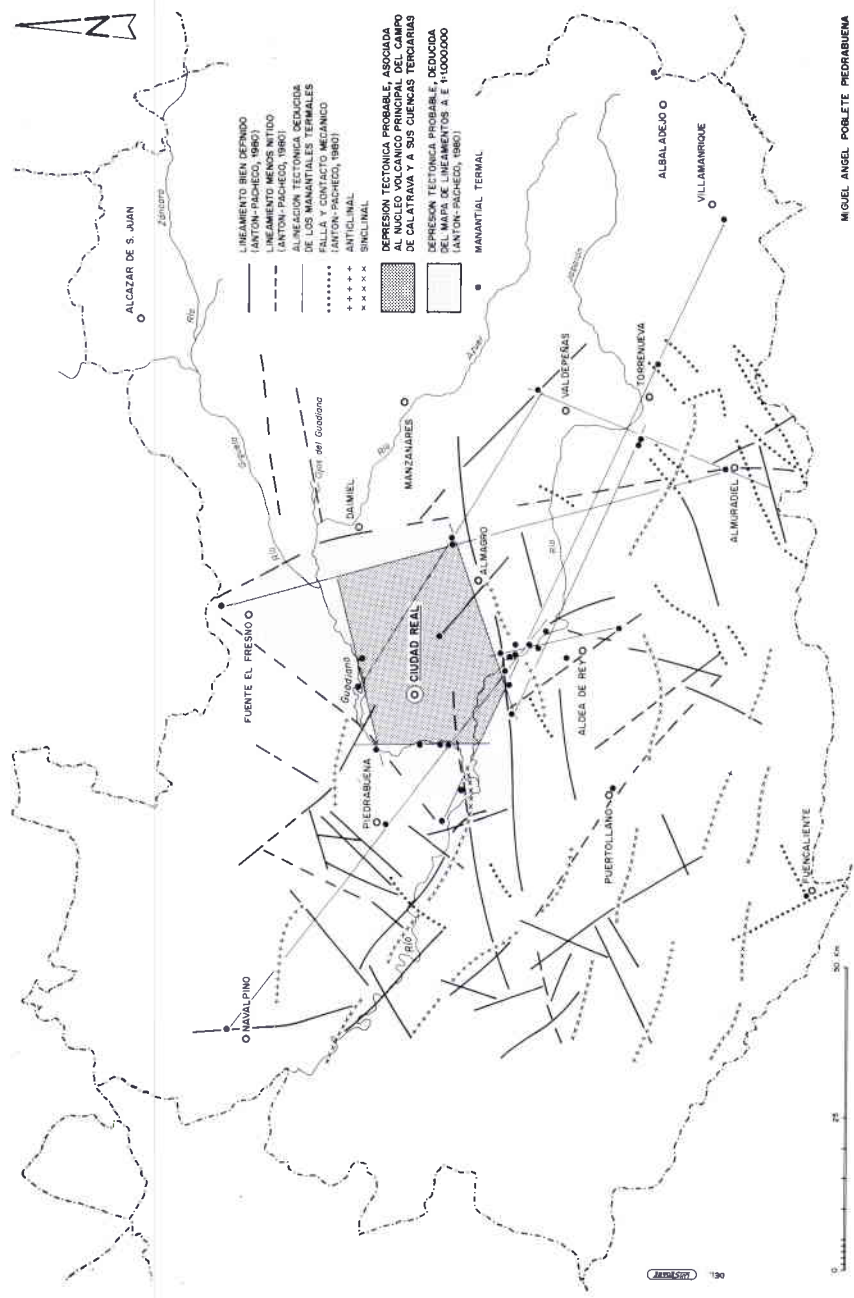
Con anterioridad, Cruz-Sanjulián y García-Rossell (1975) habían señalado la importancia de un lineamiento de semejante dirección (N30-40° O) que une 35 surgencias desde Ciudad Real hasta Almería, que corresponde a una fractura de desgarre de actividad muy reciente (pliocena), esto es, transversa a la dirección de plegamiento de la Cordillera Bética.

Las directrices NNO-SSE cabe precisar que se adaptan a líneas de debilidad que aprovechan a la par los ríos Guadiana y Jabalón para trazar sus cauces en la cuenca alta y baja respectivamente. En efecto, en esta última se perfila una fractura de gran importancia de unos 20 km de longitud, la cual aparece jalonada por un número profuso de manantiales: San Cristóbal, Chorrillo y La Nava; así como Fuensanta, Barranco, Diezgo y Sacristanía.

Entre las secundarias de componente ENE-OSO sobresale la directriz que alcanza 32 km definida por los Baños del Villar del Pozo, Hervideros de Villafranca y Fuensanta; junto a los de San Cristóbal y de Nuestra Señora de las Nieves en Bolaños.

Así pues, parece evidente, sin entrar en otras consideraciones, la estrecha relación tectónica entre manifestaciones termales y volcanismo, por cuanto la articulación de los manantiales en torno a directrices de componente NO-SE a ONO-ESE, NNO-SSE y ENE-OSO coincide plenamente con la adoptada por los principales centros eruptivos. Estos se disponen ordenadamente en torno a una red de alineaciones volcánicas siguiendo una trama estructural entrecruzada de dirección NO-SE a ONO-ESE las principales y NE-SO a ENE-OSO las secundarias.

Por consiguiente, tanto las manifestaciones volcánicas como las termales responden a las mismas pautas estructurales de orden regional, consistentes en un entramado de líneas de fracturas que sesgan los materiales del zócalo



MIGUEL ANGEL POBLETE PEDRABUENA

Fig. 81. Mapa de los manantiales termiales del borde meridional de la Submeseta Sur y su relación con las principales morfoestructuras.

paleozoico agrupadas en dos familias: de un lado, la principal orientada de NE-SO a ENE-OSO; de otro, la de NO-SE a ONO-ESE (ROIZ, 1979). Por el contrario, Antón Pacheco (1980) distingue entre los lineamientos tectónicos, interpretados mediante imágenes de satélite, como dominante la componente ONO-ESE, seguida de la ENE-OSO y N-S a NNO-SSO.

En cualquier caso, sendas familias de fractura se asocian según la opinión comúnmente aceptada con un episodio de fracturación tardihercínica (JULIVERT et al., 1983), reactivándose estas antiguas dislocaciones con ocasión de los reajustes tectónicos descompresivos acontecidos al ocaso de la orogenia alpina.

Por otro lado, los estudios geofísicos llevados a cabo en los últimos años han desvelado en esta región una serie de anomalías corticales y mantélicas, las cuales contribuyen a precisar la tectogénesis de la actividad volcánica como a despejar cualquier resquicio de duda sobre el carácter magmático residual de la actividad hidrotermal del Campo de Calatrava.

En efecto, Cadavid (1977) en su mapa de isopacas de una "corteza normal" para la Península Ibérica señala un adelgazamiento cortical en este área, cuyo mínimo se alcanza precisamente en torno a Ciudad Real.

Por su parte, Bergamín (1985) y Bergamín y Carbo (1986) detectan también en esta zona una anomalía relativa de Bouguer de 100 km de longitud y de -20 miligales de valor, localizada en una banda de dirección NO-SE, cuyo mínimo relativo se sitúa en Ciudad Real capital. Esta anomalía gravimétrica es interpretada, tras desechar la posibilidad de un engrosamiento cortical, como resultado del ascenso de unos 10 a 20 km de la astenosfera en el manto superior a lo largo de 100 km y por la presencia en la zona subcortical de un manto anómalo de baja densidad en torno a 3,05 g/cc (frente a los 3,32 g/cc del manto superior calculados para esta zona), toda vez que la velocidad de las ondas sísmicas P son anormalmente débiles del orden de 7,7 km/s para un nivel similar de un área próxima (PAYO y RUIZ DE LA PARTE, 1977).

La baja densidad del manto se explicaría por una subida local de la temperatura, alcanzando esta anomalía unas dimensiones según Bergamín y Carbo (1986) de 40 km de longitud y de 6 km de espesor. Según su modelo propuesto la corteza en el Campo de Calatrava presenta un adelgazamiento al oscilar su espesor entre 31 y 32 km.

Por otro lado, las alineaciones tectónicas deducidas de los manantiales termales definen un área pentagonal en torno a Ciudad Real capital que coincide con una topografía claramente deprimida, donde se inscriben algunas de las principales subcuencas terciarias del Campo de Calatrava, así

como su núcleo volcánico por excelencia (Véase fig. 81). A la par, los lineamientos obtenidos mediante la interpretación de imágenes de satélite landsat (ANTON PACHECO, 1980) delimitan un espacio mayor topográficamente deprimido que engloba en su seno la figura conformada por los manantiales termales.

Por consiguiente, la coincidencia tanto de las directrices de las alineaciones como de las figuras geométricas con topografías deprimidas, nos inducen a no descartar la posibilidad de que dichas áreas correspondan a una zona tectónicamente subsidente. Máxime si tenemos en cuenta que la estructura profunda del Campo de Calatrava proporcionada por los datos geofísicos reseñados coincide en gran parte con la de los rifts continentales europeos. Estos presentan una serie de rasgos comunes que pueden resumirse del modo siguiente (BOILLOT, 1984, p. 26):

- Adelgazamiento de la corteza continental en la proximidad del eje del rift. Así, por ejemplo, la Fosa Renana presenta un estrechamiento cortical de 8 km. Del mismo modo el espesor de la corteza en el Graben de Limagnes es de sólo 22 ó 24 km.
- La velocidad de propagación de las ondas sísmicas P en el manto superior suele ser inferior a la normal, esto es, del orden de 7,6-7,4 km/s debido al incremento local de la temperatura o a intrusiones magmáticas.
- Las fosas tectónicas de los rifts presentan una anomalía relativa de Bouguer negativa, la cual puede alcanzar varias decenas de miligales, caso del Graben del Rhin que presenta una irregularidad gravimétrica con un valor de -30 mgales.
- La distensión tectónica asociada a los rifts continentales se acompaña de una intensa actividad volcánica: los volcanes de Auvernia son consecuencia del "rifting" de Limagnes y en la Fosa Renana se encuentran los macizos volcánicos del Vogelsberg y del Kaisersthal.

3. ANALISIS QUIMICOS Y MINERALOGICOS DE LAS AGUAS TERMALES

A. Metodología

Nuestro propósito primordial, como ha quedado expuesto, es comprobar la participación de la actividad hidrotermal de origen magmático residual en la morfogénesis de las costras ferromanganesíferas. Así pues, con objeto de confirmar esta hipótesis ha sido necesario precisar la composición química de las aguas, además de las características mineralógicas de sus remanentes,

para comprobar la similitud entre los minerales de éstos y los que configuran las costras ferromanganesíferas.

Estos planteamientos metodológicos nos han obligado a recurrir a dos tipos de análisis: de un lado, los químicos mediante espectrofotometría de absorción atómica; y de otro, los mineralógicos a través de la difracción de rayos X.

Para tal efecto procedimos a la toma de muestras de 16 hervideros o manantiales de agua agria pertenecientes al Campo de Calatrava, a excepción de la fuente pública de Puertollano. Esta recogida se llevó a cabo durante una única campaña de campo efectuada en febrero de 1989.

El procedimiento seguido consistió en la medición de la temperatura del agua y su recogida en recipientes de un litro de capacidad. Con posterioridad, fueron trasladados al laboratorio donde permanecieron en reposo alrededor de una semana, para completar así la decantación de las partículas o residuos que pudieran permanecer en suspensión. Tras este período se procedió al examen químico de las muestras para lo cual se llevó a cabo un doble análisis: primero, el de cada una de las aguas; y después, el de los remanentes contenidos en los recipientes.

El análisis químico mediante espectrofotometría de absorción atómica requiere que la muestra se encuentre en disolución, por lo que en el primer caso no existió ningún problema, toda vez que las aguas habían sido decantadas. Cada una de las aguas fueron vaporizadas mediante el calentador del espectrofotómetro, midiéndose entonces la absorción -por medio de los átomos disociados en el vapor- de las radiaciones emitidas por la lámpara de cátodos correspondiente a la emisión espectral del elemento analizado. De esta manera, la absorción de los rayos luminosos correspondientes a la sustancia en cuestión es proporcional a la densidad de los átomos contenidos en el vapor y, por ende, a la cantidad de dicha sustancia disuelta en la muestra.

Por contra, en el segundo tipo tuvimos que centrifugar las aguas a fin de recoger con mayor facilidad sus remanentes. Habida cuenta que la espectrofotometría de absorción atómica sólo puede efectuarse con soluciones fue preciso disolver previamente tales residuos. Para ello se procedió, tras un intento fallido de fundición directa, a una disgregación alcalina consistente en la colocación de 100 mg de residuos, 300 mg de carbonato de litio y 475 mg de ácido bórico en un crisol de platino a una temperatura de 1.000°C. Una vez concluida la fusión de los remanentes se realizó la absorción atómica del mismo modo que con las muestras de agua.

Por último, una pequeña fracción de los residuos sobrantes se empleó para difracción de rayos X en polvo cristalino. Con tal propósito primero se secaron los residuos, para después triturarlos en un mortero de ágata y final-

mente cribarlos por el tamiz de 50 micras de luz. Obteniéndose así además de la composición química de las aguas proporcionadas por la absorción atómica, la identificación de los distintos tipos de minerales precipitados en los veneros.

Al mismo tiempo, por imposibilidad de analizar los gases disueltos en el agua o en estado libre recurrimos a la consulta de la documentación del ITGE, y más concretamente de la sección de Aguas subterráneas y Geología ambiental. Primeramente revisamos infructuosamente los trabajos llevados a cabo por dicho departamento, intentado encontrar algún estudio reciente sobre los manantiales termales de Ciudad Real. No obstante, tuvimos acceso a una serie de análisis sobre las aguas subterráneas de Ciudad Real (hoja nº 784 del MAGNA), poco reveladores por la falta de información acerca de las características físico-químicas de dichas aguas y, en especial, de las principales sustancias catiónicas.

Por el contrario, en el servicio central de documentación del ITGE hallamos los volúmenes correspondientes a los análisis resultantes de las campañas emprendidas por dicho instituto sobre *Prospección geoquímica y termométrica en la provincia de Ciudad Real* en los años 1980 y 1985. En la primera se analizaron los principales manantiales termales del Campo de Calatrava, tales como Colodrilla, Villafranca, El Chorrillo, Hervideros de Villar del Pozo y de Fuensanta, etc. Estos proporcionan una valiosísima información acerca de las características físico-químicas de las aguas, incluyendo entre otras su temperatura, pH, conductividad, dureza y sólidos disueltos. Aportan además otros datos importantes como la cantidad de anhídrido carbónico libre desprendido de las aguas.

Existen, no obstante, lagunas muy significativas referentes a la ausencia de información sobre ciertas sustancias químicas, en concreto de aniones como el fluoruro y el boro; y de cationes entre los que destacan el hierro, manganeso, amonio y litio. Estas omisiones son suplidas en la prospección de la campaña de 1985, al analizarse junto a las sustancias aniónicas y catiónicas más comunes las mencionadas anteriormente, a excepción del manganeso.

En cualquier caso, estas campañas adolecen desde su origen de un grave defecto cual es la falta de homogeneidad en sus análisis, puesto que no se toman como referencia los mismos manantiales en ambas ocasiones. Por tanto, las posibilidades de aprovechar al máximo dicha información quedan mermadas *ab initio*.

B. Hervideros del Campo de Calatrava

La primera obra donde se incorpora explícitamente la relación de manantiales termales de Ciudad Real por su interés geomorfológico es en la reali-

zada por Francisco Hernández-Pacheco (1932) sobre la región volcánica central de España. En ella establece una relación completa de los manantiales termales de dicha región volcánica, merced a su vinculación genética con las manifestaciones eruptivas.

Aunque bien es cierto que Francisco Hernández-Pacheco no realizó un estudio concreto sobre dichas aguas, no obstante, incluye análisis químicos tomados de los prospectos informativos de los balnearios más importantes, como sucede con los hervideros de Villar del Pozo, Fuensanta y Puertollano. En cualquier caso, el conocimiento bien sea directo o indirecto de las características físico-químicas de las aguas le permiten, como quedó expresado al iniciar este capítulo, explicar convincentemente el carácter ferruginoso de estas aguas, y además establecer de forma acertada la relación morfogenética entre costras ferruginosas y actividad hidrotermal.

Para finalizar, en otro magnífico trabajo al referirse a la zona hidrotermal del Campo de Calatrava expone: “No menos de 30 manantiales ferruginosos y bicarbonatados existen en este distrito volcánico, a los que acompañan otros de menor importancia, dando origen al conjunto más interesante de este tipo de la Península” (HERNANDEZ-PACHECO, 1949, p. 115).

a. Hervideros de Villafranca

Los manantiales termales de Villafranca se encuentran a 3 km al ENE de la localidad de Ballesteros de Calatrava, al pie de la ladera de uno de los cordales cuarcíticos de la Sierra de Calatrava. Se llega a ellos a través de un camino que parte de la carretera local de La Puebla a Ballesteros, el cual también conduce a las canteras del volcán del Enebrillo que delimitan por el Oeste los manaderos.

Estos hervideros se hallan en la dehesa de Villafranca perteneciente a los infantes Gabriel y Carlos María Isidro de Borbón (dueños de la Encomienda de Clavería de Calatrava) desde mediados del siglo XVIII y XIX respectivamente. No obstante, estos manantiales no conocieron el mismo esplendor que los de Fuensanta, pues carecieron de la más mínima atención aun teniendo las mismas características químicas y propiedades terapéuticas que las de Fuensanta.

Pese a la falta de comodidades e infraestructuras imprescindibles concurren a ellos una clientela constante formada por las clases menos pudientes de las villas próximas especialmente campesinos y labradores de Ballesteros de Calatrava, Cañada, Pozuelo y Villar del Pozo, los cuales carecían de dinero para sufragar los costes de los balnearios privados. Así pues, estas

gentes humildes acondicionaron en la medida de sus posibilidades los hervideros, excavando para ello una alberca circular de 8,7 m de diámetro y 1,5 m de profundidad; en tanto que el hervidero más pequeño, de forma también subcircular de 85 cm de diámetro y 56 cm de profundidad, situado a 50 m al SE quedó reservado para uso exclusivo como fuente.

Los agüistas acudían a tomar sus baños en carros tras recorrer en ocasiones hasta decenas de kilómetros, toda vez que algunos procedían de Corral de Calatrava, Caracuel, etc. Empleaban como albergue durante la temporada de baños sus propios carros protegidos con lonas, así como chamizos de paja a la usanza de majadas.

Estos aguagrieros han sido los que, a pesar de todas las carencias higiénicas y sanitarias y demás incomodidades, más fieles se han mantenido a la tradición de los hervideros, hasta el extremo de que después de la decadencia de los balnearios privados sólo ellos han seguido frecuentando los manantiales, especialmente el hervidero pequeño empleado para el abastecimiento de agua de mesa.

Los hervideros de Villafranca se integran en la alineación de orientación ENE-OSO que desde los manantiales de Villar del Pozo se extiende a lo largo de 32 km hasta Bolaños de Calatrava. Esta agrupación de manantiales coincide además con la línea tectónica deducida mediante imágenes de satélite por Antón Pacheco (1980), que discurre paralela a la Sierra de Calatrava. Anteriormente, Francisco Hernandez-Pacheco (1932) había precisado al analizar los hervideros de Villafranca que se situaban junto con los de Fuentasanta y Villar del Pozo en la misma fractura tectónica, refiriéndose al lineamiento que flanquea la Sierra de Calatrava y las subcuencas terciarias drenadas por el Jabalón en su cuenca baja.

El manantial principal se halla completamente estancado y presenta una gran abundancia de ajomate. Por este motivo hemos preferido coger las muestras en el hervidero pequeño, pues tiene características similares y la ventaja de estar en mejores condiciones.

Entre las cualidades químicas más sobresalientes de estas aguas destacan su dureza, cuyo valor hidrotimétrico es de 48 grados franceses, esto es, 480 mg/l de carbonato cálcico, la alta proporción de bicarbonatos (536,9 mg/l) y la presencia de sílice (21 ppm) y de anhídrido carbónico con un valor de 35 mg/l de dicho gas libre (IGME, 1980).

Estas sustancias químicas disueltas son muy sensibles a cualquier cambio físico-químico que pueda producirse durante el alumbramiento de las aguas, por lo que la pérdida de gas carbónico o el cambio de pH y de temperatura pueden originar el desequilibrio químico de los solutos, precipitando con suma

facilidad como carbonato cálcico. Así pues, éste debe ser uno de los componentes que presumiblemente encontremos entre los residuos de las aguas.

La temperatura del agua es de 21,5°C, esto es, superior en 4°C la media anual del Campo de Calatrava situada en 14,5° o 14,6°C, lo que permite hablar de aguas hipertermas según Schoeller (1962) y de aguas tibias si seguimos la clasificación de Bogomolov y Silin-Betchurin (1966).

La aborción atómica evidencia que estamos ante aguas ricas en hierro y manganeso, con valores muy altos de 48 ppm y 0,26 ppm respectivamente, puesto que la concentración habitual del hierro oscila entre 0 y 10 ppm y la del manganeso se sitúa por debajo de 0,2 ppm.

Aparte de estas cifras llama poderosamente la atención la forma en que el hierro se encuentra en el agua, esto es, básicamente en suspensión, con apenas 0,03 ppm disueltas. A semejanza, el manganeso se halla completamente disuelto siendo la cantidad precipitada meramente testimonial (0,036 ppm), lo cual refleja el distinto comportamiento químico de ambas sustancias catiónicas ante las mismas condiciones físico-químicas (Cuadro III).

La abundancia de hierro que precipita en el nacimiento de los hervideros se manifiesta en el color rojizo de las aguas, mientras que el desprendimiento del anhídrido carbónico produce un bullicioso burbujeo. La precipitación de hierro se concreta en filamentos de color anaranjado que se adhieren a los bordes de los bloques y cantos que bordean el venero, al tiempo que se depositan en el fondo y son arrastrados por la salida continua de agua (Fig. 82).

En las sustancias químicas precipitadas puede observarse algunos minerales muy bien representados, entre ellos goethita, cuarzo y siderita manganesosa. Destaca, no obstante, la goethita con un pico muy notable a un ángulo de difracción de 21,22° y a una reflexión $d= 4,18 \text{ \AA}$. El área conformado por este pico es muy grande reflejando el predominio de este mineral sobre los mencionados, puesto que el cuarzo, que alcanza su máxima intensidad a un ángulo de difracción de 26,6° y a una distancia reticular de $3,34 \text{ \AA}$, ni tan siquiera perfila un pico de moderada magnitud. Asimismo sobresale la siderita manganesosa como se aprecia a 24,5° y $d= 3,62 \text{ \AA}$ y a 52,5° y $d= 1,74 \text{ \AA}$. El resto de los minerales como el feldespato, la calcita y la dolomita tienen una mínima representación. Hay trazas de minerales tan extraños como ilmenita (FeTiO_3 o hierro titanado) a 32,6° y $d= 2,74 \text{ \AA}$ y jarosita (sulfato de hierro) a 29,04° y $d= 3,07 \text{ \AA}$, acompañados de óxido de manganeso en forma de ramsdellita a 21, 78° y $d= 4,07 \text{ \AA}$ (Apénd. I).

Por consiguiente, el hierro precipitado en los hervideros de Villafranca se compone básicamente de hidróxido en forma de goethita, acompañado de carbonato ferromanganeso (siderita manganesosa) y trazas de jarosita e ilme-



Fig. 82. Hervidero pequeño de Villafranca.

nita. Los otros componentes químicos que se depositan en estas aguas son cuarzo, feldespato, calcita (carbonato cálcico) y dolomita (doble carbonato de calcio y magnesio), componentes disueltos abundantemente en las aguas.

b. Hervideros de Fuensanta

Están situados en la margen izquierda del río Jabalón, concretamente sobre la terraza aluvial + 30 m de este río, a 6 km al ENE de Ballesteros de Calatrava en la carretera local de Ciudad Real a Aldea del Rey, aunque dentro del término municipal de Pozuelo de Calatrava.

Estos famosos veneros están en la encrucijada de dos de las más importantes alineaciones de manantiales de la provincia de Ciudad Real (Véase fig 81). Por un lado, la directriz de orientación ENE a OSO con más de 32 km que coincide además con una alineación tectónica que delimita la probable área deprimida del Campo de Calatrava; y de otra, la dominante NNO-SSE de 20 km de longitud que constituye una importante línea de debilidad, aprovechada además por el cauce del Jabalón en su cuenca baja.

Estos manantiales conocidos desde antaño como hervideros del Jabalón (LIMON MONTERO, 1697) se convirtieron en baños públicos a mediados del

siglo XVIII, a raíz de las construcciones promovidas por el infante Gabriel, propietario de la Dehesa de Villafranca (perteneciente a la Encomienda de Clavería de Calatrava) donde alumbran dichos veneros.

Las obras consistieron en un estanque de 15 pies de lado y cinco gradas de piedra caliza, así como dependencias para albergar a los bañistas. No obstante, sería su sobrino el infante Carlos María Isidro de Borbón quien en 1818 acometiese los principales trabajos destinados a levantar un balneario de renombre. La ejecución de los trabajos fueron encomendados al arquitecto real Isidro Velázquez, al tiempo que se analizan las aguas a cargo de Gregorio Bañares. Desgraciadamente el proyecto se interrumpió en 1820 debido al pronunciamiento de Riego, construyéndose sólo el estanque, la casa de los guardas y una capilla, los cuales tuvieron que ser habilitados como hospedería del balneario. Como colofón este recinto fue destruido el 7 de junio de 1840 por la partida del carlista Palillos (RUBIO, 1853).

La concurrencia a los baños desde 1819 a 1834, según su director José Torres, fue por término medio de 1.600 a 1.800 bañistas de costumbre y de 180 a 200 de los llamados de necesidad. De los últimos un tercio procedían de la provincia y los restantes de fuera de ella. En 1841 se contabilizaron más de 3.000 bañistas, siendo diez años más tarde la afluencia de 3.276 agüistas (RUBIO, 1853).

A partir de 1855 se hace cargo del balneario el cartógrafo Francisco Coello y Quesada, que emprende la construcción de una serie de instalaciones para albergar a más de 200 personas. Entre ellas una fonda de cuerpo central destinada a comedor y habitaciones, rematada a ambos extremos por dos torreones que disponían de cuartos de alquiler para los que comían por cuenta propia.

La casa de baños de Fuensanta alcanza su mayor esplendor a fines del siglo XIX como así lo atestiguan los galardones conseguidos con ocasión de la Exposición Universal de París y la de Mineralogía de Madrid. Ahora bien, las primeras décadas del siglo XX marcan el inicio de su declive propiciado por la aparición en la medicina moderna de medios terapéuticos más efectivos.

En la actualidad, el edificio del balneario se encuentra semiderruido empleándose los pocos habitáculos que se mantienen en pie como pajares, cuadras, corrales, chifardos y demás cubículos propios más bien de una casa de labor. En medio del actual corral se conserva, aunque en estado ruinoso, la marquesina que apenas protege del sol al gran hervidero. A escasos metros se halla el pequeño hervidero prácticamente sepultado por los escombros de los tapiales que en otros tiempos alojaron una modesta planta embotelladora.

Dadas las pésimas condiciones en que se halla el hervidero principal, cuyas aguas permanecen completamente estacandas y repletas de ajomate, preferimos efectuar las muestras en el contiguo hervidero, el cual mantiene intactas sus propiedades y características físico-químicas.

Entre los datos químicos más significativos proporcionados por la *Prospección geoquímica* de 1980 se encuentra los de la dureza del agua. El valor hidrotimétrico es de 175° F equivalentes a 1.750 ppm de carbonato cálcico, lo que sitúa a estas aguas dentro de las muy duras puesto que la concentración suele estar comprendida entre 10 y 300 ppm de carbonato cálcico, salvo el agua del mar que tiene una dureza de 150° F por término medio (CUSTODIO y LLAMAS, 1976).

Otras cifras interesantes son las referentes al alto contenido de iones como cloruro (595 mg/l), sulfatos (695 mg/l) y, especialmente, bicarbonato. Este ión alcanza una proporción realmente espectacular con 2.355 mg/l, por cuanto el contenido habitual de bicarbonato en agua dulce se encuentra entre 50 y 350 ppm, llegando sólo en ocasiones a 800 ppm (CUSTODIO y LLAMAS, 1976). Para finalizar, el dióxido de carbono libre desprendido de estas aguas es de 180 mg/l y la sílice es de 29 ppm.

Los guarismos expuestos son reveladores de la cuantiosa precipitación de carbonatos que puede originarse en estas aguas, habida cuenta que cualquier cambio físico-químico producido en el alumbre de estos manantiales (desde cambios en el pH, la misma pérdida de anhídrido carbónico, etc.) tenderá a trastocar el equilibrio de los solutos y, por ende, a propiciar que los bicarbonatos disueltos se tornen carbonatos insolubles, los cuales inmediatamente se depositarán.

Por su parte, los análisis de absorción atómica indican un alto contenido de hierro y en menor medida de manganeso. El primero alcanza un valor máximo precipitado de 24 ppm, lo cual es bastante expresivo por cuanto la concentración del hierro oscila entre 0 y 10 ppm en disolución (CUSTODIO y LLAMAS, 1976). El manganeso, por contra, alcanza un máximo poco reseñable de 0,04 ppm. Vuelve a repetirse el mismo fenómeno que en Villafranca como es que el hierro haya precipitado, con tan sólo 0,02 ppm disueltas; en tanto el manganeso permanece en disolución, a excepción de 0,028 ppm depositadas (Cuadro III).

Para concluir, las aguas de Fuensanta son también radiactivas de 178,2 voltios/hora/litro, con presencia de cesio, rubidio y estroncio detectado por José Muñoz del Castillo (HERNANDEZ-PACHECO, 1932).

Hemos de lamentar con toda sinceridad la carencia de datos sobre la naturaleza mineralógica de las sustancias químicas de estas aguas, pues nos

ha sido imposible llevar a cabo la difractometría de rayos X al no precipitar la suficiente cantidad de residuos. En cualquier caso, no es muy aventurado señalar, teniendo presente la composición química de estas aguas y los análisis mineralógicos de otros de similares características, el contenido probable de goethita, calcita y cuarzo fundamentalmente.

c. Hervideros de San Cristóbal

Están situados a unos 2,5 km al NE del balneario de Fuensanta, concretamente en la margen derecha del río Jabalón, perteneciendo al municipio de Pozuelo de Calatrava. Se accede a ellos a través de un camino que parte desde Fuensanta.

Carecemos de referencias históricas concretas sobre estos baños pues en ninguna de las fuentes documentales aparecen registrados con tal denominación. Sólo Francisco Hernández-Pacheco al pormenorizar la morfología de los volcanes de la hoja núm. 8 (correspondiente en parte al M.T.N nº 785 a E. 1: 50.000) menciona la existencia de los baños y hervideros de San Gregorio, indicando que tales "... emanaciones carbónicas deben estar relacionadas con la gran falla que desde Caracuel y sierras que al Sur se destacan, siguen por los Hervideros de Villar del Pozo, Hervideros de Villafranca, Balneario y Hervideros de Fuensanta y estos de San Gregorio" (HERNANDEZ-PACHECO, 1932, p. 164).

De lo que se infiere que los baños de San Gregorio y San Cristóbal corresponden a los mismos hervideros, habida cuenta que también los de San Cristóbal se encuentran en la misma alineación de manantiales que discurre en dirección ENE-OSO. Efectivamente, los hervideros de San Cristóbal son los que prosiguen inmediatos a los de Fuensanta en dicho lineamiento, sin que se conserve en la actualidad ningún baño o topónimo con el nombre de San Gregorio.

Las edificaciones levantadas en torno a estos hervideros permiten hablar de una pequeña casa de baños. En la actualidad está completamente abandonada sin que sea aprovechada como balneario o abastecimiento de agua de mesa. No obstante, sus dependencias se encuentran en buen estado.

Se trata como el resto de los baños calatraveños de un balneario rústico cuyas construcciones recuerdan la fisonomía de las quinterías manchegas, esto es, las típicas casas de labranza que surgieron ante la necesidad perentoria de permanecer en el campo para realizar las faenas agrícolas. Consta de unas puertas falsas a través de las cuales se accede a un patio central rectangular, a cuyos lados se disponen los distintos cubículos como habitaciones,

cocinas y establos de pequeñas dimensiones. En el patio central es donde se localizan los dos hervideros: el principal con alberca destinado a baños y el pequeño formado por una poza reservado para el consumo.

La exigua dimensión de esta casa de baños y la sencillez de sus instalaciones denotan que estos hervideros debieron estar destinados a los aguagrieros de las clases más humildes, en los que tan arraigados estaba la costumbre de tomar dichas aguas. La construcción de esta casa de baños debió realizarse al amparo del apogeo de los cercanos baños de Fuensanta, posiblemente entre finales del siglo XIX y comienzos del XX.

La muestra de agua ha sido tomada del hervidero pequeño pues el estancamiento y deterioro de las aguas del venero principal las desaconsejaban para el análisis. En efecto, la alberca está prácticamente colonizada por ajomate y carrizo, en tanto que la poza del hervidero mantiene en óptimas condiciones sus aguas debido a su flujo continuo.

De todos los manantiales termales el de San Cristóbal es el único que ha tenido un seguimiento continuado en los análisis químicos de las campañas de prospección geoquímica y termométrica de 1980 y 1985.

Las aguas de San Cristóbal sobresalen químicamente por la elevada proporción de bicarbonatos (939,6 mg/l) y por una dureza de 65°F o lo que es lo mismo de 650 mg/l de carbonato cálcico, que permite calificarlas de muy duras al superar los 200 mg/l de la mencionada sustancia (IGME, 1980). Se trata, por tanto, de aguas saturadas de bicarbonato que pueden precipitar un alto contenido de carbonato cálcico y de dolomita. Por otro lado, son también muy carbónicas con una proporción de anhídrido carbónico libre de 47 mg/l (IGME, 1980).

Otras características físico-químicas son su temperatura relativamente elevada de 19°C y su pH muy bajo de sólo 6,1. Téngase en cuenta que por lo general el pH varía entre 6,5 y 8 y más raramente entre 5,5 y 8,5 (CUSTODIO y LLAMAS, 1976). El pH del agua es una medida de su capacidad reactiva que aquí se traduce, dado su bajo valor, en aguas agresivas o corrosivas, esto es, capaces de disolver otras sustancias en contacto e incluso metales.

Por consiguiente, el pH es uno de los factores que tal vez nos ayuden a desvelar el comportamiento de estas aguas termales y, en especial, el porqué de su alto contenido en hierro y manganeso.

Para concluir, los análisis realizados en la segunda campaña (IGME, 1985) revelan una alta proporción de sustancias químicas como boro (0,4 ppm), amonio (0,5 ppm), litio (0,21 ppm) y fluoruro (0,2 ppm), los cuales son considerados como indicadores geotérmicos de una actividad magmática residual o latente (CUSTODIO y LLAMAS, 1976).

A través de la absorción atómica hemos detectado la presencia de un elevadísimo contenido de hierro y en menor medida de manganeso. También aquí el hierro ha precipitado en una proporción muy elevada y espectacular de 78,86 ppm, frente a las testimoniales 0,03 ppm disueltas. Por su parte, el manganeso está en disolución con 0,18 ppm, mientras que el depositado es de sólo 0,044 ppm (Cuadro III).

La difracción de los residuos de las aguas muestra dos fenómenos mineralógicos en concordancia con los resultados químicos: por un lado, el predominio absoluto del hierro entre los minerales precipitados, cristalizado en forma de goethita; y de otro, la constatación de trazas de calcita, manganita y dolomita que previamente habíamos detectado en el análisis químico.

La alta concentración de hierro precipitado (78,86 ppm) explica que el mineral dominante sea la goethita, toda vez que los otros minerales como calcita, manganita, feldespato y cuarzo se hallan en trazas. Esto se comprueba fidedignamente en el difractograma, donde la goethita alcanza en su máxima intensidad, es decir, a un ángulo de difracción de $21,2^\circ$ y una reflexión de $4,18 \text{ \AA}$, un pico de gran extensión. Por contra, las refracciones de los otros minerales son meramente testimoniales, caso del cuarzo (ángulo de $26,6^\circ$ y $d= 3,34 \text{ \AA}$) y de la calcita (a $29,4^\circ$ y $d=3,03 \text{ \AA}$). Lo mismo sucede con la manganita (hidróxido de manganeso) cuyo pico es prácticamente imperceptible (a $26,2^\circ$ y $d= 3,40 \text{ \AA}$), al detectarse como traza (Apéndice II).

En conclusión, el mineral más abundante de los residuos es el hierro bajo la forma de goethita (con 78 ppm), acompañado de trazas de calcita, manganita, cuarzo y feldespato.

d. Hervideros de Villar del Pozo

Se trata del más occidental de los veneros termales de la alineación de componente ENE-OSO reiterada varias veces. Estos hervideros se hallan en Villar del Pozo, a escasamente 500 m al Sur de esta población, a los que se llega mediante un camino asfaltado que parte de la misma plaza de este pueblecito.

Sobre la fecha en que tuvo lugar la construcción del balneario de Nuestra Señora del Prado, nombre con el que fueron conocidos estos hervideros, sólo podemos precisar que ya Madoz (1845-1850) señalaba la existencia de un establecimiento de baños minerales en esta localidad. También Pedro María Rubio (1853) recoge en su obra los análisis químicos realizados por José Torres, médico director conjunto de estos baños y de los de Fuensanta, los cuales se remontan a 1822.

Así pues, parece evidente que desde el primer tercio del siglo XIX estuvieron bajo la supervisión del médico director de Fuensanta y, por ende, puede hablarse ya de una casa de baños propiamente dicha.

El tratado de Pedro María Rubio nos proporciona una interesantísima información concerniente tanto a las características del lugar en que alumbran las azancas, como sobre ciertas cualidades organolépticas de las aguas. Así señala que los hervideros brotan: "... cada uno por su correspondiente hendidura, de una roca calizo-silíceo algo ferruginosa, bastante compacta y de un color oscuro. Esta roca, estratificada horizontalmente, se compone de piedras amigdaláceas preexistentes unidas por un cemento calizo..." (RUBIO, 1853, p. 193). Más adelante escribe sobre el agua: "... al nacer es clara y trasparente; inodora; de un sabor ligeramente ácido-picante al principio, y algo astringente de hierro después; deposita un corto precipitado ocráceo; se cubre de una nata de colores estando en reposo algun tiempo..." (op. cit., 1853, p. 193).

El balneario dispone de dos hervideros como casi el resto de las casas de baños: uno de mayores dimensiones llamado gran hervidero y otro más pequeño conocido como el herviderillo. En el primero se construyó el único baño de que dispone el establecimiento compuesto de una alberca con gradería de piedra en forma hexagonal de "... 210 piés y medio cuadrados de área y como de 4 de profundidad" (RUBIO, 1853, p. 194), con un aforo de 6.120 l/h y una temperatura de 28°C. El más pequeño distante tres metros del anterior se utilizó para consumo de agua medicinal, con un caudal de 480 l/h y unos 25°C.

Los baños pertenecieron hasta bien entrado el siglo XX a los bienes de propios de Villar del Pozo, cuyo ayuntamiento los arrendaba por 500 a 600 reales anuales. La concurrencia durante los años 1847 y 1848 no sobrepasaba los 600 bañistas por temporada, siendo el coste de cada baño de 12 maravedises. Los aguagrieros eran fundamentalmente labradores de los pueblos cercanos a Villar del Pozo, los cuales lo tenían más por costumbre que por necesidad (RUBIO, 1853).

Con el paso del balneario a manos privadas se acometen las reformas más importantes que hicieron que gozara de una renombrada fama y gran afluencia. Según consta en el prospecto informativo que el balneario distribuía, el establecimiento contaba de una fonda y casas de alquiler amuebladas y desamuebladas, con luz eléctrica y cuarto de baño. Estas dependencias se completaban de otras destinadas al recreo como zonas ajardinadas y un extenso patio interior arbolado, así como salones de baile y tertulia. Además disponía de iglesia, botiquín, establecimiento de ultramarinos y mercadillo

diario abastecido por los hortelanos de Villar del Pozo y Ballesteros de Calatrava, de los que se proveían los aguagrieros que no podían sufragar el coste de la fonda.

Otros servicios eran el correo diario y las galeras cosarias que hacían el recorrido entre el balneario y la estación de ferrocarril de Cañada de Calatrava.

Por su parte, las instalaciones sanitarias disfrutaban además del gran albercón de departamentos individuales para pilas, duchas de varias modalidades (circulares, dorsales, de presión, vaginales, frías y calientes, etc.) y de secaderos, etc.

Las aguas del balneario eran idóneas para combatir el reumatismo erético o nervioso, neuralgias ciáticas, del plexo braquial y del estómago. También eran muy recomendadas para la neurastenia y estados anémicos, así como para afecciones de útero y litiasis renal, etc.

La temporada oficial de baños se abría el 26 de junio y concluía el 20 de septiembre, con unas tarifas asaz dispendiosas para mediados del siglo XX. Tómese como ejemplo el coste de una casa amueblada situada al mediodía que ascendía diariamente a 40 pts o el de una habitación que suponía 10 pts. Además la pensión completa costaba 35 pts diarias y el derecho a beber agua medicinal durante el tratamiento otras 10 pts, etc.

En el prospecto también se especifica algunas de las cualidades físico-químicas de las aguas, entre ellas su radioactividad y el alto contenido ferruginoso. Efectivamente, fueron catalogadas como radioactivas por el catedrático de Ciencias José Muñoz del Castillo, evaluándose por Díez de Rada y Palancar del Instituto de Radiactividad de la Universidad Central un poder catalítico de 937,7 voltios-hora-litro. Sobre su herrumbre se informa que tienen un sabor estíptico, acompañado de gas carbónico que cuando se desprende facilita que las aguas se tornen ocráceas y tiñan de óxido férrico las vasijas y cañerías.

En la actualidad, el balneario se conserva en perfectas condiciones, merced a que a mediados del siglo XX pasó a manos públicas. Así pues, sus instalaciones se emplearon como escuela-hogar alojando en régimen de internado a muchachos procedentes de quinterías y de escasos recursos económicos.

No obstante, este uso educativo y social no es razón suficiente que justifique la infrautilización de sus aguas, máxime cuando se prohíbe explícitamente el baño tanto a los alumnos del centro como a los aguagrieros de las cercanías. Se priva así del bienestar terapéutico que redundan las aguas, mientras que éstas desbordan el albercón y afluyen canalizadas al abrevadero municipal.

Los veneros brotan sobre una costra carbonatada-ferruginosa compuesta de gravas y cantos de cuarcita y de pequeños nódulos ferruginosos de color marrón-rojizo, trabados por cemento carbonatado. El depósito abarca todo el recinto del balneario y el área que se halla entre éste y un huerto cercano donde se localiza el pilancón municipal.

El depósito carbonatado-ferruginoso se ha originado precisamente mediante los aportes de hidróxido de hierro y carbonato de las aguas del hervidero, las cuales se desplazan por la ladera de Pedriza Redonda transportando así las sustancias químicas. Todavía hoy es posible observar en la reguera cómo se deposita el hierro en las orillas y en los bordes de los cantos.

Las aguas que hemos analizado corresponden a las contenidas en el hervidero mayor, pues se encuentran en buen estado al fluir continuamente a través de la mencionada acequia.

Aparte de las características descritas las aguas poseen un alto contenido de bicarbonatos, concretamente del orden de 500 mg/l y una dureza de 38°F o si se prefiere de 380 mg/l de carbonato cálcico (IGME, 1980). Son aguas muy duras y saturadas por lo que con toda probabilidad el carbonato será uno de los componentes químicos que precipitarán en el alumbramiento de las aguas. Otros datos físico-químicos son la riqueza de anhídrido carbónico con una proporción de 80 mg/l libres (IGME, 1980) y su elevada temperatura de 28°C, superior al resto de manantiales termales (Cuadro III).

Por último, son aguas con una abundante cantidad de hierro y manganeso. El primero se encuentra totalmente precipitado con un valor de 34 ppm, mientras que el manganeso permanece en su mayor parte disuelto representando 0,25 ppm frente a los 0,018 ppm depositados (Cuadro III).

Acerca de este aspecto se recogía en el prospecto que las aguas teñían de óxido férrico las vasijas y cañerías. Efectivamente, el hierro que se libera y acumula es tan profuso que las aguas del hervidero son muy rojizas, destacando en el centro del hervidero la salida a borbollones, como si el agua hirviese, de gas carbónico. Atrae la atención cómo los filamentos precipitados de oxihidróxido de hierro se concentran en torno a las algas que flotan en la alberca (Fig. 83).

Por otro lado es frecuente hallar depositadas en el interior de este hervidero residuos de color rojizo, cuyo espesor supera los 40 cm.

En esta ocasión desconocemos cuales son los minerales representados en los remanentes por cuanto el difractograma no es ilustrativo al carecer de refracciones concretas de minerales. No obstante, pese a repetir varias veces la difractometría por si hubiésemos cometido algún error el difractograma siempre presentaba el mismo aspecto. Por consiguiente, debe tratarse funda-



Fig. 83. Hervideros de Villar del Pozo.



Fig. 84. Formación tobácea y carbonatos precipitados en el hervidero de Piedra de Hierro.

mentalmente de limonita entendiendo como tal a hidróxidos de hierro amorfos o poco cristalizados, entre ellos posiblemente goethita y lepidocrocita microcristalinos (Apénd. III).

e. Hervideros del Chorrillo y Piedra de Hierro

Se hallan en el término municipal de Pozuelo de Calatrava muy cerca del balneario de Fuensanta, concretamente a 2,5 km al ESE, en la orilla derecha del río Jabalón.

Los manantiales del Chorrillo se componen de dos hervideros muy próximos: uno principal en el que se ha instalado una badina para baños y otro secundario en forma de poza resguardado por una especie de bombo manchego que se emplea para consumo. El de Piedra de Hierro se localiza a 100 m al ESE de los del Chorrillo, un poco más alejado de la orilla del Jabalón, al pie de unos coluviones cuarcíticos.

Sendos manantiales están próximos a unas canteras de manganeso conocidas como Chorrillo o Fuensanta que estuvieron activas desde fines de 1915 hasta 1919, extrayéndose de ellas un máximo de 2.564 toneladas de pirolusita en 1917 (QUIROS LINARES, 1969). La razón de su abandono fue la baja calidad del manganeso y la gran cantidad de impurezas, al tener que movilizar un gran volumen de cuarcitas.

En realidad, el yacimiento de manganeso consiste en depósitos de abanicos aluviales pliocenos y de coluviones cuarcíticos cuaternarios muy encostados, es decir, compactados y soldados por un abundante cemento ferromanganesífero.

Los hervideros del Chorrillo y de Piedra de Hierro forman parte de la alineación de manantiales de orientación NNO-SSE, que se extiende a lo largo de 20 km desde San Cristóbal (Pozuelo de Calatrava) hasta Sacristanía (Calzada de Calatrava). Coincide este lineamiento con una estructura de debilidad muy marcada que aprovecha también el río Jabalón para trazar su cauce en la cuenca baja, comunicando las subcuencas terciarias de Calzada-Aldea del Rey y Moral de Calatrava con las de Ciudad Real y Corral de Calatrava.

Las aguas del Chorrillo han sido desde antaño empleadas por los aguagrieros para el consumo, a sabiendas de la ausencia de hierro, pues gozan de una excelente reputación para los males gastrointestinales. En este sentido Rubio recogía sobre ellas que: "... son (...) claras y transparentes; inodoras; de sabor agrio y agradable (...). Se tiene por simplemente ácido-carbónicas" y "...que convienen mucho á los de estómago delicado" (RUBIO, 1853, p. 435).

En la actualidad es uno de los hervideros más populares y de mayor afluencia de agüistas que las emplean para mitigar los problemas de estómago. Esto responde en buena lógica a que son muy bicarbonatadas y duras, con una cifra de 1.122 mg/l de bicarbonatos y 70° F de título hidrotimétrico. Son, pues, aguas muy saturadas en bicarbonatos que con suma facilidad pueden tornarse en carbonatos insolubles y depositarse. No obstante, no hay residuos en ellas lo que certifica en primera instancia que no se produce precipitación alguna de sus componentes químicos disueltos. Otras sustancias catiónicas disueltas son sodio (307 mg/l), magnesio (116,7 mg/l), calcio (88,1 mg/l) y potasio (27 mg/l), en concentraciones muy por encima, a excepción del calcio, de las habituales en agua dulce.

Las aguas del Chorrillo están desprovistas de hierro tanto en suspensión como en disolución (apenas un 0,01 ppm) y sólo disponen de manganeso disuelto en una concentración elevada de 0,15 ppm. Por esta razón, las aguas son transparentes en su alumbramiento, sin que se tornen ocráceas o rojizas tras la pérdida de anhídrido carbónico. Estamos, por ende, ante uno de los pocos manantiales termales que carecen totalmente de hierro, al tiempo que son muy manganosos y carbónicos (110 mg/l de CO₂ libre).

En contraste, el manantial de Piedra de Hierro es muy ferromanganeso pues dispone de 47 ppm de hierro precipitado y 0,10 ppm de manganeso en disolución. Al mismo tiempo sus aguas son muy carbónicas y la temperatura es de 18°C.

En el alumbramiento de las aguas se observa cómo al liberarse anhídrido carbónico tiene lugar la decantación de carbonato cálcico, hidróxido de hierro y carbonato ferromanganeso. Como consecuencia en los alrededores del venero ha ido creciendo una protuberancia que se corresponde con una formación tobácea de época subactual, la cual presenta la peculiaridad de tener una tonalidad rojiza al contener sustancias ferruginosas. El carbonato cálcico en época estival se acumula copiosamente cubriendo los alrededores de una extensa mancha blanquecina (Véase fig. 84).

Desde el punto de vista mineralógico los remanentes se componen de goethita, cuarzo, siderita manganosa y feldespatos; además de trazas de calcita y dolomita. No obstante, es evidente que hay un mayor equilibrio entre los elementos minerales, aunque con predominio de goethita, cuarzo y siderita manganosa. Por consiguiente, los picos de refracción más intensos corresponden a la goethita (21,2° y d= 4,18 Å) y al cuarzo (26,6° y d= 3,34 Å), seguido de la siderita manganosa (24,5° y d= 3,62 Å y a 52,5° y d= 1,74 Å) y, por último, del feldespato (27,5° y d= 3,24 Å). Entre los accesorios están representados tanto calcita como dolomita (Apénd. IV).

En resumen, el hierro sigue acumulándose mayoritariamente como goethita, empero, una parte no desdeñable lo hace como siderita manganesosa. Al mismo tiempo estas aguas tienen un alto contenido de carbonatos pues al cálcico hay que añadir el ferromanganeso. Esto explica la tonalidad rojiza que adoptan los travertinos formados en las inmediaciones del venero termal de Piedra de Hierro.

f. Hervideros de Baño Chico y Fontecha

Están situados a 9 km al SE de Fuensanta y a 6 km al SE del Chorrillo y Piedra de Hierro, a orilla de la margen derecha del río Jabalón, dentro del término municipal de Aldea del Rey.

Desde el punto de vista tectónico forman parte de una de las principales alineaciones de manantiales de la provincia de Ciudad Real como es la de dirección NNO-SSE, que se extiende a lo largo de 20 km desde San Cristóbal a Sacristanía coincidiendo con el cauce del río Jabalón.

Se accede a estos manantiales desde la finca de Valdeparaíso, donde parte un camino que bordeando la margen derecha del Jabalón conduce hasta el antiguo balneario de Fontecha. En sus proximidades pueden avistarse un buen número de pequeños veneros que desprenden burbujas de anhídrido carbónico y precipitan residuos de color rojizo. Entre ellos destaca el llamado Baño Chico próximo al pie de una serrata constituida por cuarcitas muy ferruginosas, visible merced a la vegetación de juncos que delata el alumbre de agua. Se compone de un único exutorio de escaso caudal pero con abundancia de residuos ferruginosos (Fig 85).

Estas azancas termales no aparecen recogidas en ninguna de las fuentes documentales consultadas, por lo que carecemos tanto de datos históricos como analíticos, puesto que no fueron incluidos en las campañas promovidas por el IGME en 1980 y 1985.

Disponemos únicamente de los análisis espectrométricos de absorción atómica que revelan que Baño Chico es un manantial de aguas ferruginosas, manganesas y carbónicas. Los resultados señalan algunas diferencias respecto a los obtenidos hasta el momento. En efecto, aunque la cantidad de hierro precipitado sigue siendo muy significativo con 21 ppm, sin embargo, hay en disolución 0,70 ppm, esto es, la mayor concentración de hierro disuelto de las aguas analizadas. Por otro lado, el manganeso se halla totalmente disuelto, a excepción de una fracción insignificante de 0,050 ppm, con cotas de la magnitud de 0,40 ppm, que superan la concentración más habitual establecida en torno a 0,2 ppm.



Fig. 85. Remanentes de hidróxidos de hierro precipitados en el hervidero de Baño Chico.

Pese al menor contenido en hierro respecto al manantial Piedra de Hierro se observa en los remanentes con total claridad el predominio absoluto de la goethita, esto es, del hidróxido de hierro en proporción a otros minerales. Esto significa que precipita una menor cantidad de otros minerales reducidos en esta ocasión a trazas, tales como manganita (ángulo de difracción a $26,2^\circ$ y $d= 3,40 \text{ \AA}$), calcita (refracción máxima a $29,4^\circ$ de difracción y $d= 3,03 \text{ \AA}$) y dolomita (31° de difracción y $d= 2,88 \text{ \AA}$). Por último, el cuarzo aparece como accesorio con una reflexión más intensa que el resto de los minerales trazas (ángulo a $26,6^\circ$ y $d= 3,34 \text{ \AA}$) (Apénd. V).

Cabe pues destacar que de los minerales el más abundante es la goethita que obtiene un pico de refracción muy bien desarrollado y con una extensa área a $21,22^\circ$ y $d= 4,18 \text{ \AA}$. Como accesorios, queda dicho, aparece el cuarzo y, por último, trazas de manganita (hidróxido de manganeso), calcita y dolomita. Por consiguiente, las 21 ppm de hierro precipitado en estas aguas lo hacen exclusivamente en forma de goethita (hidróxido de hierro), en tanto que el manganeso tan abundante en estas aguas apenas está presente entre los residuos, toda vez que permanece en disolución salvo los exiguos 0,050 ppm que lo hacen en forma de manganita.

Del antiguo balneario de Fontecha sólo se mantienen en pie algunos tapiales y una alberca de mampostería con escalones. Su forma es circular con un diámetro de 6 m y una profundidad entre 1 y 1,5 m (Fig.86).



Fig. 86. Alberca de agua ferruginosa de Fontecha.



Fig. 87. Hervidero del Barranco.

Las aguas de Fontecha son ferruginosas, carbónicas y muy manganosas. La espectrometría de absorción atómica muestra un descenso de la cantidad de hierro precipitado que alcanza un 14,30 ppm, mientras que en disolución hay una proporción de 0,60 ppm nada desdeñable en comparación con las fracciones de 0,01 y 0,03 a lo sumo de Villar del Pozo y San Cristobal (Cuadro III).

En relación con el manganeso cabe destacar no tanto su concentración total cercana a 0,7 ppm, sino la proporción precipitada de 0,25 ppm que la convierten en la más elevada de los manantiales analizados.

Otros datos físico-químicos son su temperatura de 18°C y la concentración de hidrogeniones cuyo pH es de 6,4 que convierten a estas aguas en muy agresivas.

Entre los minerales más abundantes de los residuos precipitados destacan la goethita (con una reflexión moderada a su máxima intensidad establecida en 21,22° y $d= 4,18 \text{ \AA}$), la siderita manganosa con una primera reflexión a 85% de intensidad muy destacada (24,58° de difracción y $d= 3,62 \text{ \AA}$) y más aún a 100% de intensidad (52,5° y $d= 1,74 \text{ \AA}$). Otro de los sobresalientes es la ramsdellita con dos refracciones máximas: una a 21,78° y $d= 4,08 \text{ \AA}$ y otra a 35,14° y $d= 2,55 \text{ \AA}$. Entre los accesorios se encuentran el cuarzo con refracción moderada a 26,6° y $d= 3,34 \text{ \AA}$ y, por último, trazas de calcita (29,4° y $d= 3,03 \text{ \AA}$) y dolomita (31° y $d= 2,88 \text{ \AA}$) (Apénd. VI).

En conclusión, las aguas precipitan hierro en forma de hidróxido (goethita) y de carbonato ferromanganeso (siderita manganosa), acompañado de una cantidad significativa de ramsdellita (óxido de manganeso) y trazas de calcita y dolomita.

g. Hervideros del Barranco

Se hallan en la margen derecha del río Jabalón a un 1 km al SE de los de Fontecha. Estas azancas se componen de dos grandes hervideros: uno de ellos empleado en la actualidad para tomar pediluvios, mientras que el otro se localiza a escasos metros del cauce del Jabalón prácticamente colonizado por carrizos y juncos.

El conocido como hervidero del Barranco consta de una alberca semicircular de 4,60 m de diámetro mayor y de 1,80 m de profundidad construida en 1973, con un reborde de mampostería a fin de mantenerla lo más limpia posible (Véase fig. 87). En cambio, el otro hervidero está situado a 150 m al O conformando una gran badina circular, de más de 10 m de diámetro, de agua ferruginosa, de la que se desprende abundante gas carbónico.

Ambos hervideros forman parte de la agrupación de manantiales que en dirección NNO-SSE se extiende a lo largo de 20 km jalonando el cauce del río Jabalón.

Según los resultados de la absorción atómica este hervidero es de los más pobres en cuanto a hierro precipitado se refiere. Las cifras no pueden ser más elocuentes sólo 9,20 ppm de hierro total en suspensión, en tanto que disuelto hay una proporción de 0,6 ppm. Sigue, pues, tratándose de aguas ferruginosas cuyo contenido precipita durante el alumbramiento de las aguas.

Por su parte, el manganeso obtiene un equilibrio cuantitativo entre las proporciones diluidas y decantadas. Este fenómeno no se había producido con anterioridad lo que revela el elevado contenido de manganeso de estos manaderos y las posibles variaciones en las condiciones físico-químicas de las aguas durante su alumbramiento.

Tales cambios nos son desconocidos tanto más cuanto que carecemos de datos acerca del contenido de anhídrido carbónico desprendido, acidez de las aguas, etc. No obstante, es indudable que las condiciones físico-químicas de las aguas posibilitan la precipitación de un séxtuplo más de la cantidad habitual (0,24 ppm).

En la mineralogía de los residuos destaca, como viene siendo la tónica general, la presencia de goethita, siderita manganosa y cuarzo. Se aprecia el dominio del cuarzo con una primera reflexión indicativa a $20,82^\circ$ y $d= 4,26 \text{ \AA}$ y máxima a $26,6^\circ$ y $d= 3,34 \text{ \AA}$, seguido de la goethita (con un pico de refracción muy exiguo a $21,2^\circ$ y $d= 4,18 \text{ \AA}$ en relación a otros manantiales) y, por último, de la siderita manganosa ($24,5^\circ$ y $d= 3,62 \text{ \AA}$ y a $52,5^\circ$ y $d= 1,74 \text{ \AA}$). Como accesorio más significativo se encuentra la ramsdellita (hidróxido de manganeso) con una exigua refracción a $21,78^\circ$ y $d= 4,07 \text{ \AA}$, a pesar de que la cantidad de manganeso precipitado es significativa. Es evidente como muestra el difractograma que parte del manganeso se halla bajo la forma de carbonato ferromanganeso (siderita manganosa). Al mismo tiempo, como es habitual, hay presencia en ínfima cantidad de feldespatos ($27,5^\circ$ y $d= 3,24 \text{ \AA}$), calcita ($29,4^\circ$ y $d= 3,03 \text{ \AA}$) y dolomita (31° y $d= 2,88 \text{ \AA}$) (Apénd. VII).

En conclusión, estas aguas disponen de una menor cantidad de hierro total pues comparten el dominio con el cuarzo, al tiempo que la goethita deja de ser el mineral predominante entre los de hierro, al abundar la siderita manganosa.

h. Hervideros de Sacristanía

Están localizados a 3 km al SO de la villa de Calzada de Calatrava en la antigua Sacristía Mayor de Calatrava, a la que se llega por la carretera que desde Calzada conduce al Castillo y Sacro Convento de Calatrava la Nueva.

Es una pequeña casa de baños situada en el recinto de la Sacristía, que se compone de una casa de planta rectangular de dos pisos y patio central donde se halla el hervidero principal convertido en alberca con gradería de piedra. Fuera de este recinto, a escasos metros, hay una poza de cuyo fondo brota un hervidero utilizado como fuente.

Las únicas referencias históricas sobre este balneario las proporciona Madoz en la siguiente descripción: "... inmediato á la huerta hay una casa-castillo con una ermita dedicada a Ntra. Sra. de Valverde, y á poca distancia un baño de agua sulfurosa ferruginosa muy medicinal (...) á unos 10 pasos del baño hay un pocito-fuente de la misma calidad que la anterior que sirve para beber por via de medicina" (MADOZ, 1845, p. 251).

El balneario de Sacristanía constituye el último de los manantiales termales que configuran la alineación de orientación NNO-SSE más importante de Ciudad Real, al extenderse más de 20 km de longitud siguiendo la misma línea de debilidad que el cauce del Jabalón.

Los análisis químicos han sido hechos sobre las aguas del segundo manadero al hallarse en mejores condiciones que las del hervidero mayor. Los resultados obtenidos evidencian que son aguas ferruginosas cuyo contenido en hierro precipitado es de 14,5 ppm. La fracción de hierro en disolución es de 0,2 ppm, cifra inferior respecto a las de Fontecha, Barranco y Baño Chico.

Por otro lado, el manganeso se halla en disolución como en otras alguarras alcanzando sólo 0,13 ppm, esto es, por debajo de la concentración normal situada en 0,2 ppm. La magnitud de manganeso depositado es muy inferior a la de otros manantiales, sin que supere las 0,04 ppm.

De los residuos químicos de las aguas la sustancia más abundante es el hierro que precipita mayoritariamente como goethita, acompañado en menor medida de siderita manganosa y de pequeñísimas cantidades de lepidocrocita e ilmenita. Otros componentes en pequeña proporción son el cuarzo, la calcita y el feldespató.

El difractograma de Sacristanía es muy similar a los de Villafranca y Baño Chico, destacando la exuberante refracción de la goethita ($21,22^\circ$ y $d=4,18 \text{ \AA}$). La amplia superficie del pico de la refracción denota su magnitud en comparación con los otros minerales. Así, por ejemplo, el cuarzo está relegado como mineral accesorio en estrecha concordancia con su exigua refracción ($a 26,6^\circ$ y $d=3,34 \text{ \AA}$), lo mismo que la siderita manganosa ($a 52,5^\circ$ y $d=1,74 \text{ \AA}$); mientras que calcita, ilmenita, manganita y lepidocrocita figuran únicamente en trazas (Apénd. VIII).

En conclusión, vuelve a ratificarse de nuevo el predominio del hierro entre los componentes depositados y desde el punto de vista mineralógico el

de la goethita, acentuado si cabe pues los otros minerales de hierro están relegados a trazas.

i. Hervideros de Fuentillejo

Aparecen inventariados en el catálogo de Pedro María Rubio (1853) con el nombre de “Baño de los hervideros de Fontillesgo”, distantes dos leguas al SO de Ciudad Real. Son, asimismo, incorporados por Francisco Hernández-Pacheco (1932) quien los tipifica como antiguo balneario rústico semi-derruido. En la actualidad no se conserva resto alguno de lo que antaño fuese una casa de baños concurrida por aguagrieros procedentes fundamentalmente de Ciudad Real capital.

Las azancas que hemos convenido denominar Fuentillejo I y II se componen de pequeños hervideros que manan en los aluviones holocenos del río Guadiana, precisamente a 1,5 km aguas abajo del Puente de Alarcos, en pleno término de Ciudad Real capital. Se trata en el caso de Fuentillejo I de una pequeña badina circular colonizada por juncos y carrizos, situada a escasos metros de una costra ferruginosa formada en los depósitos de un nivel de acumulación fluvial + 1-2 m del Guadiana. El otro hervidero, Fuentillejo II, se halla a sólo 100 m al Sur del anterior en una poza de 5 m de diámetro de la que brota abundante agua y gas carbónico (Fig. 88).

Atrae la atención la abundancia de juncos que crecen en su contorno y más aún la protuberancia que emerge del mismo manadero, la cual no es otra cosa más que los depósitos precipitados y acumulados por las aguas. En efecto, se trata de travertinos de extraña coloración rojiza donde se aprecian restos de plantas, en concreto, tallos y hojas. Estamos, pues, ante depósitos travertínicos de edad muy reciente previsiblemente subactuales.

Hemos contabilizado otros pequeños manaderos a lo largo de la margen derecha del Guadiana, entre Puente de Alarcos y Albalá, sobresaliendo el que alumbrá precisamente en la base de una costra ferromanganesífera que cementa el nivel de acumulación +1-2 m del Guadiana, del cual se depende muy poco anhídrido carbónico.

Es muy llamativo que en las proximidades de los manantiales de Fuentillejo haya abundantes costras ferruginosas como las emplazadas aguas abajo y arriba del Puente de Alarcos, las cuales afectan a coluviones cuarcíticos y terrazas fluviales.

Los manantiales de Fuentillejo I y II se articulan en una alineación secundaria de dirección NNO-SSE (casi N-S) que aprovecha la misma línea de debilidad que el río Guadiana, para extenderse paralelo a este río a lo largo de 12 km desde el hervidero de Valverde hasta Fuentillejo.



Fig. 88. Hervideros de Fuentillejo II.

En el análisis químico de Fuentillejo I se comprueba un descenso significativo en el contenido de bicarbonatos (apenas 163 ppm) y también en la dureza del agua (sólo 16,1°F), lo que permite catalogarlas como moderadamente duras. Presumiblemente esta desaturación en bicarbonatos se manifieste en una menor proporción de carbonatos depositados. Asimismo destaca entre los aniones las 0,3 ppm de fluoruro y 0,10 ppm de boro. Entre los cationes sobresalen los 0,014 ppm de litio y los 0,5 ppm de amonio. Estos componentes comúnmente considerados como indicadores de una actividad magmática residual o latente pueden tener aquí un origen endógeno.

Por otro lado, las aguas de Fuentillejo I son muy ferruginosas, a la vez que contienen una moderada proporción de manganeso, tal y como se desprende de la absorción atómica (Cuadro III). Como es ya habitual el hierro forma parte de los remanentes con 32,98 ppm frente a las 0,01 ppm disueltas. Por el contrario, el manganeso está diluido en una proporción de 0,13 ppm (moderadamente elevadas), en tanto que la fracción que precipita representa sólo 0,029 ppm.

En los residuos de Fuentillejo I se aprecia una mayor variedad de minerales principales, predominando el cuarzo desde sus primeras refracciones. Compárese, como ejemplo, la magnitud del pico de refracción secundario del cuarzo a 20,92° y $d=4,26 \text{ \AA}$ con la reflexión principal de la goethita a

21,22° y $d= 4,18 \text{ \AA}$. La primacía del cuarzo es más patente si cabe en su refracción principal correspondiente al pico obtenido a 26,6° y $d= 3,34 \text{ \AA}$. Sin embargo, la goethita sigue constituyendo un elemento preeminente de los que se depositan en estas aguas, aunque sin la magnitud alcanzada en Villafranca, Sacristanía y Baño Chico. Otro mineral abundante es la siderita manganesa con varios picos de refracción muy destacados como los obtenidos a 24,58° y $d= 3,62 \text{ \AA}$ y a 31,7° y $d= 2,82 \text{ \AA}$ (Apénd. IX)

Entre los minerales secundarios sobresale la calcita con una reflexión muy pequeña a 29,4° y $d= 3,03 \text{ \AA}$, y trazas de lepidocrocita (refracción a 27,14° y $d= 3,29 \text{ \AA}$ y a 36,42° y $d= 2,47 \text{ \AA}$), ilmenita (refracción máxima a 32,66° y $d= 2,74 \text{ \AA}$) y ramsdellita (con un máximo a 21,78° y $d= 4,07 \text{ \AA}$).

Como aconteciera en el hervidero del Barranco el hierro se deposita mineralógicamente en forma de goethita y siderita manganesa. El manganeso depositado lo hace además como ramsdellita, esto es, como un óxido de manganeso.

El difractograma de Fuentillejo I (Apénd. IX) es equiparable al del Barranco (Apénd. VII), con ligeras diferencias consistentes en la menor proporción de calcita y la ausencia de dolomita, así como en la existencia de trazas de ilmenita y lepidocrocita.

En definitiva, se trata de un manantial con alto contenido de hierro total, cerca de 33 ppm, que se deposita mayoritariamente a modo de goethita y carbonato ferromanganeso (siderita manganesa), con exigua representación de lepidocrocita e ilmenita.

Las aguas de Fuentillejo II son las que tienen menos hierro de todas las analizadas en esta investigación, pues apenas alcanzan 4,85 ppm, no obstante, esta concentración permite hablar perfectamente de aguas ferruginosas.

En lo tocante al manganeso hay que reseñar un doble aspecto: primero, las bajas cotas alcanzadas del orden de 0,03 ppm en disolución; segundo, el predominio inusual del manganeso precipitado (0,08 ppm) sobre el disuelto (0,03 ppm). Como consecuencia de la baja representación de esta sustancia catiónica no puede hablarse de aguas manganosas.

Desde el punto de vista mineralógico hay un equilibrio entre los minerales principales, puesto que son varios los que están dentro de esta categoría: cuarzo, calcita y feldespato. Cabe destacar aparte de la refracción intensa del cuarzo (21,6° y $d= 3,34 \text{ \AA}$), la lograda por la calcita (a 29,4° y $d= 3,03 \text{ \AA}$) que constituye la más elevada de estos manantiales. Por consiguiente, queda demostrado que estas aguas están precipitando una cantidad importante de carbonato cálcico. Ahora bien, carecemos de información complementaria sobre el contenido de bicarbonatos y de la dureza del agua, así como del anhídrido carbónico libre.

El feldespato es el tercer mineral presente entre los principales con una refracción muy intensa y bien perfilada a $27,5^\circ$ y $d= 3,24 \text{ \AA}$. En cambio, la goethita ha quedado relegada por vez primera a los minerales accesorios, pues su concentración ha disminuido considerablemente como queda reflejado en lo exiguo de su refracción a $24,22^\circ$ y $d= 4,18 \text{ \AA}$ (Apénd. X).

De lo expuesto hasta aquí puede inferirse que las aguas de Fuentillejo II son menos ferruginosas que las del resto de las azancas termales, refrendándose mineralógicamente este argumento por cuanto la goethita queda postergada con respecto a otros minerales como son la calcita, el cuarzo y el feldespato.

Por otro lado, la escasez de hierro y manganeso queda patente en la carencia de trazas de otros oxihidróxidos de hierro y manganeso, habituales en otros manantiales. No obstante, es muy esclarecedor que el hierro en disolución precipite al alumbrar las aguas única y exclusivamente como goethita.

j. Hervideros de Colodrilla

Están situados en la ladera meridional de la Sierra de Medias Lunas a 4,5 km al Norte de la localidad de Pozuelos de Calatrava. A ellos se llega a través de la carretera que desde Pozuelos se dirige a Piedrabuena, tomando el primer camino a la izquierda tras cruzar el puente que salva el río Guadiana.

Los manantiales de Colodrilla brotan en la orilla del arroyo homónimo a partir de dos hervideros: uno mayor que forma una badina de 1 m de diámetro; y otro secundario en forma de poza utilizado como fuente para agua de mesa.

Estas alfaguaras forman parte de la alineación NO-SE que desde Navalpino se extiende hasta Villamanrique a lo largo de 160 km, constituyendo la directriz de aguas termales más importante de Ciudad Real (Véase fig. 81).

Estos hervideros han carecido de cualquier utilidad no hallándose en sus inmediaciones ningún resto de obra que lo desmienta. En la actualidad, tampoco es muy frecuentada por los aguagrieros de las localidades próximas de Alcolea de Calatrava y Pozuelos de Calatrava.

Es muy esclarecedor para posteriores argumentos comprobar que en sus contornos se halla un buen número de costras ferruginosas, las cuales afectan a depósitos de diversos niveles de glaciares de acumulación modelados escalonadamente, así como a la terraza aluvial +40 m del río Guadiana y algunos glaciares coluviales.

De los análisis químicos correspondientes a la fuente de Colodrilla sobresale la dureza de sus aguas que cuentan con 26°F , esto es, 260 mg/l de car-

Las aguas de la charca de Colodrilla se caracterizan químicamente por una alta proporción de bicarbonatos y elevada dureza. En concreto, los bicarbonatos superan el umbral de máxima concentración cifrada en 350 mg/l, con un total de 414,9 mg/l y 40° F en la escala hidrotimétrica equivalente a 400 mg/l de carbonato cálcico.

Estos valores desvelan, por tanto, que son aguas sobresaturadas en bicarbonatos y de alto contenido de iones alcalino-térreos, que se manifiestan en una elevada dureza temporal (bicarbonatos disueltos). Por tanto, son muy incrustantes, es decir, pueden depositar con suma facilidad carbonatos. Disponen, asimismo, de una elevada concentración de otras sustancias aniónicas como sulfatos (205,2 mg/l) y catiónicas como sodio (160,3 mg/l) y potasio (23 mg/l).

Otras características sobresalientes son el exceso de gas carbónico libre (160 mg/l) y la baja concentración de hidrogeniones cifrada en un pH de 5,7. Esta última cualidad refleja que son aguas muy ácidas y corrosivas. Por último, el contenido en sílice está situado en 15 ppm.

No obstante, la espectrometría determina que las aguas de la badina de Colodrilla tienen 13,7 ppm de hierro en suspensión, es decir, menos de la mitad que la fuente de Colodrilla. Al mismo tiempo, el hierro disuelto sólo representa 0,13 ppm. Ahora bien, lo más relevador es la importante presencia de manganeso que alcanza la magnitud más cuantiosa de todas las fuentes termales, esto es, 1,30 ppm. Por supuesto, esta sustancia se halla disuelta mientras que la porción depositada es de 0,16 ppm.

En definitiva, las aguas de la charca de Colodrilla son ferruginosas pero sobre todo muy ricas en manganeso, merced a su elevada acidez que las confiere capacidad de disolver con suma facilidad metales u otras sustancias. De hecho Custodio y Llamas (1976) señalan que la concentración de manganeso rara vez sobrepasa 1 ppm, dándose estos supuestos en aguas muy ácidas.

La difracción en polvo cristalino de los residuos muestra algunas diferencias respecto a la composición química, pues entre los minerales principales sobresale además del cuarzo, la anatasa (óxido de titanio) que refracta con un buen pico a 25,36° y $d = 3,51 \text{ \AA}$ y nuevamente a 37,68° y $d = 2,38 \text{ \AA}$, acompañada además de ilmenita (hierro titanado o titanato ferrífero, FeTiO_3). Por el contrario, la goethita obtiene una débil refracción a 21,22° y $d = 4,18 \text{ \AA}$, lo que denota un menor protagonismo. Por último, hay trazas de calcita, siderita y ramsdellita (Apénd. XII).

Así pues, se comprueba cómo al disminuir el contenido total de hierro decrece también el de goethita, siendo más variada la representación de los minerales del hierro al haber siderita e ilmenita.

k. Hervideros de la Fuente Agria de Puertollano

Los hervideros de la Fuente Agria son los únicos de los aquí analizados que no corresponden a la unidad morfoestructural del Campo de Calatrava, al hallarse situados en la villa de Puertollano, paso natural al valle del Ojalén, perteneciente ya a Sierra Morena.

Estos manantiales, citados en las Relaciones Topográficas de Felipe II, son los más nombrados y conocidos de la provincia de Ciudad Real desde el siglo XVII, merced al tratado escrito por uno de sus convecinos el ilustre catedrático de Medicina Alfonso Limón Montero, quien dió a conocer las cualidades físico-químicas y propiedades terapéuticas de las aguas agrias.

Estas azancas son reconocidas también como hervideros de San Gregorio, pues toman el nombre del paseo de la villa de Puertollano donde se sitúan. En la actualidad, hay erigida en homenaje a Alfonso Limón Montero una fuente pública de agua agria con el busto en bronce del citado erudito, al amparo de una gran marquesina..

A partir del siglo XVII en que Alfonso Limón explicase las propiedades terapéuticas de las aguas agrias, el hervidero de San Gregorio comienza a utilizarse masivamente por los vecinos, quienes las tomaron como agua de mesa. En aquellos años fueron visitadas por el embajador de Venecia y el cardenal Minutti.

Sin embargo, es en el siglo XIX cuando ante el aumento creciente de bañistas la diputación construye, por fin, en 1851 la casa de baños, la cual: "... ocupa un área de 6,392 piés cuadrados, y es de figura rectangular. La fachada N. es toda de piedra (...). Su estilo tira a gótico; pero no es de buen gusto. Forma la entrada un espacioso salón rectangular de 39 piés de largo por 14 ancho. En un extremo hay dos puertas que dan á los cuartos del director y del administrador. En el otro extremo hay otras dos puertas que van á dos galerías de mas de 40 piés de largo y que tienen la una al E. y la otra al O. tras cuartitos unos para hombres y otros para mujeres. Terminan las galerias en dos espaciosas salas que sirven para desnudarse y vestirse. En las galerías hay en ambos lados una escalera de caracol que conduce al gran salon principal y las habitaciones del conserge. En los vestuarios están las bajadas con tres escalones á los baños generales ó comunes, uno para cada sexo, los cuales son cuadrados y de 13 á 14 piés de superficie y 4,5 de profundidad" (RUBIO, 1853, p. 203).

La fuente del paseo ha correspondido siempre a los bienes de propios de la villa, mientras que el baño a mediados del siglo XIX pertenecía a Venancio Delgado. Los bañistas se alojaban en casas particulares pues al hallarse los hervideros en la villa hacían innecesario la construcción de un hospedaje en el balneario.

La afluencia de aguagrieros se incrementó a raíz de la apertura del ferrocarril pasando el número de bañistas de 238 en 1856 a 737 en 1864. Estos procedían mayormente de Madrid de ahí que existiese un servicio de cuatro galeras cosarias que recorrían a la semana las 42,5 leguas del itinerario entre Madrid y Puertollano. Precisamente a Madrid se destinaban todos los años un buen número de aguas agrias embotelladas que durante muchos años se expendieron en farmacias (QUIROS LINARES, 1969).

Las aguas acídulas de Puertollano gozaban de muy buena reputación y estaban recomendadas para mitigar las dolencias crónicas de tipo gastrointestinal, litiasis y enfermedades cutáneas y uterinas (RUBIO, 1853).

Respecto a las cualidades físico-químicas y organolépticas del agua, Pedro María Rubio (1853, p. 201) realiza la siguiente exposición: "... es transparente; de sabor agrio, bien intenso cuando nace, que va perdiendo poco a poco; y presenta muchas burbujas por el rápido desprendimiento gaseoso. Al cabo de muy pocos instantes de reposo empieza a enturbiarse, depositando en el vaso un limo amarillo-anaranjado..."

No obstante, en la actualidad las aguas tras permanecer en reposo durante un prolongado período de tiempo apenas dejan poso o residuos en el recipiente. Efectivamente, cogimos una muestra que permaneció varias semanas en el laboratorio de Ciudad Real, al cabo de las cuales no hallamos ningún resto precipitado, ni tampoco síntoma de enturbiamiento.

Pese a ello hemos de reseñar que los recipientes empleados habitualmente por los vecinos de Puertollano para coger agua de la fuente agria, sean estos de vidrio o plástico o de cualquier otro material, tornan de tonalidad ocrácea-rojiza, lo que significa que las aguas depositan hierro aunque necesiten posiblemente un período de tiempo más dilatado. En cualquier caso, el residuo no es lo suficientemente abundante como para poder recogerlo y proceder a su análisis mediante absorción atómica. Por tanto, el poso es nimio comparado con el que se formaba en estas aguas a mediados del siglo XIX según el relato aportado por Pedro María Rubio.

Desde el punto de vista químico las aguas de la Fuente Agria de Puertollano se caracterizan por la gran cantidad de bicarbonatos (695,5 mg/l) y el alto valor en la escala hidrotimétrica de 53°F o 530 mg/l de carbonato cálcico. Son aguas, pues, saturadas en bicarbonato e incrustantes por lo que si se trastoca el equilibrio químico de los solutos, los bicarbonatos podrían convertirse en carbonatos insolubles, que precipitarían inmediatamente.

Otras características físico-químicas interesantes son la alta proporción de anhídrido carbónico libre, con una concentración espectacular de 2000 mg/l. Este dato puede ser revelador a la hora de esclarecer el comportamien-

to químico de las aguas, puesto que un exceso de anhídrido carbónico acentúa la agresividad. Baste precisar que aguas con más de 20 ppm de dióxido carbónico libre pueden ser agresivas al hormigón (CUSTODIO y LLAMAS, 1976).

El carácter reactivo de las aguas se ve confirmado por el bajo pH que alcanza un valor de 5,8, lo que asegura el carácter ácido y agresivo de las aguas. Así pues, la capacidad reactiva de las aguas es muy elevada, esto es, suficiente para disolver y corroer metales o cualquier otra sustancia.

La espectrometría delata que es el manantial que tiene mayor cantidad de hierro disuelto, a saber, 14,8 ppm, que representan el cómputo total de hierro. En efecto, las aguas de la Fuente Agria son ferruginosas y muy manganosas (0,37 ppm), sin embargo, a diferencia de los hervideros restantes en su alumbramiento no tienen lugar la precipitación de ninguna sustancia catiónica ni aniónica. Se despeja, por ende, la incógnita concerniente al dicotómico comportamiento de estas aguas como incrustantes y disolventes, pues al no depositarse ninguna sustancia hay que descartar la primera de las cualidades.

Así pues, el hecho de que el hierro y el manganeso estén totalmente disueltos en las aguas cabe lógicamente achacarlo a sus peculiares características físico-químicas. Estas básicamente consisten en su acentuada agresividad y corrosividad que dimanen directamente del altísimo contenido de gas carbónico (recuérdese que bastan 20 ppm de dióxido carbónico libre en las aguas para que ataquen al hormigón) y bajo pH.

Estos factores redundan en que las aguas puedan disolver y asimilar las sustancias con las que entran en contacto, tal que si las condiciones físico-químico no se alteran las sustancias asimiladas pueden permanecer disueltas sin que precipiten. En efecto, la estabilidad del ambiente químico puede prolongarse durante un largo período de tiempo, al cabo del cual sólo se produce un cambio de tonalidad en los recipientes por el poso de un ligero residuo, que ni tan siquiera es lo suficientemente abundante como para llevar a cabo su análisis. Esta situación pueda deberse a que en estas aguas no hay desprendimiento de anhídrido carbónico, favoreciendo así el mantenimiento del equilibrio químico de los componentes disueltos.

4. PARTICIPACION DEL HIDROTERMALISMO EN LA MORFOGENESIS DE LAS COSTRAS FERROMANGANESIFERAS

A través tanto de los análisis químicos como de los mineralógicos ha quedado comprobado que las aguas termales del Campo de Calatrava son genéricamente ricas en hierro y contienen una elevada proporción de manga-

neso, pudiéndose calificar de muy manganosos los manantiales del Barranco, Fontecha, Baño Chico y fuente y charca de Colodrilla.

En efecto, las cifras obtenidas mediante espectrofotometría de absorción atómica muestran que el hierro total, la mayor parte en suspensión, oscila entre las 4,85 ppm de Fuentillejo II y las 78,86 ppm de San Cristóbal, con una media de las máximas de 24,52 ppm.

Por el contrario, el hierro disuelto es muy exiguo reduciéndose a una proporción inferior a 1 ppm, a excepción de la fuente agria de Puertollano. El hecho de que ésta tenga todo el hierro disuelto puede deberse a la gran abundancia de anhídrido carbónico y su bajísimo pH, que proporcionan a las aguas una enorme capacidad reactiva. Al mismo tiempo las condiciones del ambiente químico no se ven perturbadas puesto que las aguas están canalizadas, manteniéndose todos los componentes químicos disueltos sin que tenga lugar ninguna precipitación.

El contenido de manganeso es también muy elevado presentándose, a diferencia del hierro, fundamentalmente en disolución. Sus concentraciones varían entre 1,30 ppm de la charca de Colodrilla y las 0,03 ppm de Fuentillejo II, con un promedio de las máximas de 0,30 ppm.

Por otro lado, a partir de los análisis llevados a cabo en las prospecciones de 1980 y 1985 se vislumbra que estas aguas son muy duras (las aguas de Fuensanta alcanzan 175° F), saturadas en bicarbonatos (hasta 2.355 mg/l en Fuensanta) y a la vez muy carbónicas (340 mg/l de gas carbónico libre en Colodrilla y hasta 2.000 mg/l en Puertollano).

Otros datos físico-químicos interesantes son su temperatura moderadamente elevada en torno a 4°C por encima de la media anual (14,5°C o 14,6°C), que permiten indistintamente calificarlas como aguas hipertermas ($t > t_m + 4^\circ\text{C}$) según Schoeller (1962) o tibias ($18 < t < 25^\circ\text{C}$) si seguimos la clasificación de Bogomolov y Silin-Betchurin (1966).

Destaca también el pH tan bajo de las aguas como así lo atestiguan los valores de 5,7, de 5,9 y 6,1 de la charca y fuente de Colodrilla y de San Cristóbal respectivamente. Por último, las aguas de las azancas de Villar del Pozo y Fuensanta son radioactivas.

Por su parte, los análisis mineralógicos de los residuos de las aguas revelan que el hierro es el componente principal que se deposita. Este se halla predominantemente como hidróxido de hierro en forma de goethita y en pequeñas trazas como lepidocrocita, a excepción del depositado en Villar del Pozo que lo hace como hidróxido amorfo (limonita). Por contra, no se ha detectado en ninguna muestra óxido de hierro cristalizado en hematites o magnetita, aunque sí espato ferromanganeso, es decir, siderita manganosa.

Junto al hierro es frecuente y en ocasiones predominante la sílice cristalizada siempre en forma de cuarzo. Como minerales accesorios se hallan los correspondientes al manganeso, el cual está principalmente en forma de óxido e hidróxido, a saber, cristalizado como ramsdellita y manganita respectivamente. También hay calcita, dolomita y feldespatos. No obstante, entre los elementos trazas destaca el titanio representado por dos óxidos como son la ilmenita y la anatasa. El primero es un óxido de hierro y titanio, esto es, hierro titanado o si se prefiere titanato ferrífero que se encuentra en los residuos de los manantiales de Sacristanía, Villafranca, Fuentillejo I y charca de Colodrilla. El otro mineral, la anatasa, es un óxido de titanio menos común en estas aguas que aparece únicamente en la fuente y badina de Colodrilla. Por último, no hemos constatado que entre los minerales en suspensión haya aluminio, por lo menos en sus formas más comunes, es decir, como hidróxidos cristalizados en gibbsita, boehmita y diáspora, o como óxido en forma de corindón.

Todavía queda por abordar cómo se produce el enriquecimiento de las aguas termales en cationes de hierro y manganeso y cuál es el procedimiento físico-químico por el que el hierro precipita, mientras que el manganeso permanece disuelto. Respecto a la primera de las cuestiones conviene previamente precisar de dónde toman las aguas el hierro y el manganeso, así como las demás sustancias metálicas. Los datos tienden a precisar como fuente suministradora de tales componentes al roquedo del zócalo paleozoico.

En este sentido cabe reseñar que Francisco Hernández-Pacheco (1932) atribuía el alto contenido en hierro de las aguas carbónicas a la disolución que efectuaban sobre las impregnaciones ferruginosas que recubren las cuarcitas del Silúrico. Estas se caracterizan -según él- por tener una intensa coloración rojiza debido a su recubrimiento pelicular de hierro, originando auténticas masas ferruginosas. El espesor que alcanzan es de 8 a 10 m., pero ni su contenido ni su abundancia permiten llevar a cabo la apertura de explotaciones mineras. Sobre estas cuarcitas ferruginosas descansan las denominadas por Hernández-Pacheco como gran formación de cuarcitas o cuarcitas típicas (armoricanas), que dan paso a los materiales pizarrosos en los que es frecuente nuevamente la existencia de hierro, destacando las que se hallan al O de Corral de Calatrava.

Aunque bien es verdad que los datos estratigráficos proporcionados por Francisco Hernández-Pacheco están desfasados, no obstante, sus apreciaciones y referencias sobre las impregnaciones de hierro pelicular son incuestionables. De hecho los estudios publicados posteriormente confirman tal abundancia en el roquedo paleozoico de este sector de la Zona Centroibérica del

Macizo Hespérico. Podemos afirmar que la práctica totalidad de las litologías desde el Ordovícico inferior hasta el superior contienen recubrimientos de óxidos de hierro.

En efecto, en la memoria de la hoja nº 61 del MGE a 1:200.000 se señala que las cuarcitas del Ordovícico tienen abundantes revestimientos de hierro, concentrado principalmente en las fracturas. Por encima sitúan una alternancia de cuarcitas arenosas y pizarras arcillosas con abundante cemento ferruginoso. Asimismo en la transición del Llandeilo al Caradoc hay un tramo de cuarcitas de grano grueso y de coloración rojiza, debido a los abundantes óxidos de hierro que contienen.

Ahora bien, la formación más rica en hierro es la que corresponde a las llamadas “cuarcitas del criadero” del Silúrico. Constan de cuarcitas arenosas teñidas de óxido de hierro y abundantes nódulos ferruginosos (IGME, 1971). Por último, la memoria de la hoja nº 784 del MAGNA a 1:50.000 proporciona información más detallada sobre los niveles ricos en hierro. Efectivamente, los niveles del Tremadoc y del Arenig se hallan revestidos de óxidos de hierro aunque son en los del Llanvirn-Llandeilo donde la proporción se acrecienta. Así, por ejemplo, la formación denominada “cuarcitas inferiores” del Llanvirn-Llandeilo de 100 m de espesor de areniscas y pizarras se compone de cuarzo (60%), plagioclasa (15%), matriz clorítica (15%) y cemento ferruginoso (10%) (IGME, 1988). Por otro lado, la unidad “pizarras de cantera” del Caradoc está formada por 170 m de pizarras y arcillas con nódulos carbonatados y ferruginosos, siendo la cantidad de óxidos de hierro en las pizarras de un 10 a un 20% y en las arcillas de un 20%. Finalmente la de “bancos mixtos” del Caradoc superior con más de 300 m de areniscas, pizarras y cuarcitas contiene en cada uno de sus tramos cemento ferruginoso y óxido de hierro en una proporción del 15 y 10% respectivamente.

Así pues, las aguas termales toman el hierro y el manganeso de los materiales ferromanganosos que zafan el roquedo del zócalo paleozoico, especialmente de las areniscas, pizarras y cuarcitas del Tremadoc, Arenig y sobre todo del Llandeilo y Caradoc. Esto es posible merced a la intensa lixiviación efectuada por las aguas durante su ascenso a la superficie. Como es sabido estas aguas termominerales de origen mixto, esto es, compuestas de vapores juveniles magmáticos y aguas meteóricas son muy ricas en gas carbónico de origen endógeno (desde 35 ppm en Villafranca hasta las 2.000 ppm de Puertollano), el cual juega un papel importante en su comportamiento hidrogeológico al convertirlas en muy agresivas. La cuantiosa concentración de anhídrido carbónico contribuye a la disminución del pH de las

aguas, propiciando en definitiva el acrecentamiento de su carácter reactivo, por lo que finalmente tienen capacidad de corroer y disolver metales. Si además tenemos en cuenta que la circulación de las aguas al ser profunda se halla sometida a altas presiones y temperaturas y el tiempo de contacto con las paredes del sustrato es prolongado, se explica fácilmente la eficacia de la lixiviación del agua y, en última instancia, su enriquecimiento de diversos oligoelementos.

En suma, la abundancia en las aguas termales de varios cationes metálicos es el resultado de la acción combinada de su elevada presión, alta temperatura, exceso de gas carbónico, pH bajo y ambiente reductor; factores todos ellos que favorecen merced a la agresividad y corrosividad de las aguas, la disolución y asimilación de las sustancias con las que interfieren. Por tanto, las aguas profundas durante el ascenso transportan disueltas todas las sustancias incorporadas, toda vez que las condiciones físico-químicas se mantienen inalterables. Ahora bien, cuando alumbran en superficie se producen cambios en la temperatura, pH, contenido de anhídrido carbónico, presión etc., que trastocan el equilibrio físico-químico imperante, derivando consecuentemente en la precipitación de algunas de las sustancias químicas. De hecho las aguas al alcanzar la superficie están sometidas a una menor presión, lo que facilita el escape del gas carbónico y el incremento consabido del pH; a la vez que se produce el descenso de la temperatura y el paso de un medio reductor a otro oxidante. En las nuevas condiciones físico-químicas el hierro disuelto en estado de valencia +2 se oxida al reaccionar con el aire atmosférico y se convierte en hidróxido férrico, que precipita inmediatamente merced a su insolubilidad al haberse incrementado el pH con la liberación del anhídrido carbónico. En relación con lo expuesto, Davis y Wiest precisan que el Eh real para que se produzca una oxidación o reducción depende también del pH, de tal forma que: "... si la disolución es alcalina, la oxidación de los hidróxidos del hierro y del manganeso se realiza para valores bajos del Eh; así el hierro ferroso puede ser estable para valores bajos del pH, pero para los valores altos oxida al hierro férrico y precipita como hidróxido férrico" (DAVIS y WIEST, 1971, p. 320).

En los manantiales termales del Campo de Calatrava los hidróxidos se depositan cristalizados mayoritariamente en forma de goethita y sólo en pequeñas trazas como lepidocrocita y limonita, entendiéndose como tal a hidróxidos de hierro poco cristalizados o amorfos. El comportamiento del manganeso es similar al del hierro pues se encuentra disuelto en estado de valencia +2 y +3, por lo que se oxida al desprenderse el anhídrido carbónico y oxigenarse las aguas, convirtiéndose en hidróxido y en óxido de mangan-

so, a saber, componentes insolubles que se depositan en estos manantiales como manganita y ramsdellita respectivamente. Conviene, no obstante, aclarar que el manganeso al igual que otras sustancias catiónicas metálicas como el aluminio requiere, a diferencia del hierro, una oxidación más dilatada en el tiempo para que ésta sea lo suficientemente eficaz para que los componentes se insolubilicen, de ahí que el manganeso permanezca casi totalmente disuelto después que las aguas hayan alumbrado en superficie. Por ello, sólo una pequeña fracción cuyo promedio se sitúa en 0,007 es la que se deposita en las inmediaciones del venero.

En el caso de los iones bicarbonato y carbonato, tan abundantes en estas aguas, el anhídrido carbónico juega un papel si cabe más crucial en su equilibrio, de tal forma que el desprendimiento masivo de éste y la oxigenación de las aguas durante su alumbramiento origina que tornen de agresivas a incrustantes, favoreciendo el paso de los bicarbonatos solubles a carbonatos insolubles, que precipitan. En la mayoría de los manantiales los carbonatos suelen estar en forma de siderita, siderita manganosa, calcita y en menor proporción como dolomita. En realidad estos dos últimos minerales aparecen siempre como trazas.

El modelo físico-químico que aquí exponemos para explicar la disolución de los elementos metálicos y su posterior deposición es bastante sencillo. No obstante, somos plenamente conscientes de las numerosas variables que intervienen en la disolución y precipitación de cualquier elemento en el agua, las cuales varían desde la temperatura, presión, concentración de la demás sustancias en disolución, pH, potencial redox (Eh), etc.

La relación y las combinaciones entre estos elementos suele ser tan compleja que es difícil determinar con exactitud su grado de participación, así como evaluar las repercusiones que acarrea la alteración de uno sólo de los componentes. Baste añadir al respecto que los especialistas dedicados al estudio de la lixiviación y deposición de hierro en los manantiales termales de las áreas volcánicas activas señalan precisamente que: "En la actualidad no es posible dar el análisis final de las condiciones físico-químicas de la disolución, migración y deposición del hierro en las aguas volcánicas" (MEL'NIK, DROZDOVSKAYA y VOROB'EVA, 1974, p. 168).

Por el momento hemos analizado siguiendo el modelo sobre formación de encostramientos mediante acumulación absoluta de D'Hoore, las dos primeras fases consistentes en el punto de partida o área madre donde se engendran las soluciones y el medio de transporte en el que los solutos son desplazados y evacuados. Falta, pues, el último de los pasos cual es el medio de acumulación, donde además de la deposición se produce la fijación de los minerales precipitados.

En los manantiales termales del Campo de Calatrava una vez precipitados los minerales son arrastrados por la propia dinámica de las aguas hasta que alcanzan una topografía llana donde se detienen definitivamente. Por consiguiente, los minerales depositados se acumulan y agrupan en los sedimentos de las inmediaciones del venero. En general, las formaciones superficiales que rodean los manantiales (coluviones, glacis de acumulación, rañas, etc.) se componen de fracciones detríticas de bloques, cantos y gravas de cuarcita que favorecen la fijación de los hidróxidos de hierro debido tanto a la atracción que la sílice (electronegativa) ejerce sobre el hierro (electropositivo) como a su porosidad, facilitando la oxidación del hierro (TRICART y CAILLEUX, 1965).

De hecho los oxihidróxidos de hierro y manganeso se fijan en los granos de cuarzo y cuarcita, especialmente en las fisuras y huecos resultantes de la corrosión de impurezas, donde alcanzan las mayores impregnaciones. También las arcillas ejercen una gran atracción sobre las moléculas de los hidróxidos, que se adhieren finalmente en forma de película sobre los cristales arcillosos (TRICART y CAILLEUX, 1965). Como resultado los granos recubiertos de hidróxidos de hierro se van soldando por uno de sus extremos con los vecinos, dejando intersticios que son ocupados a su vez por las fracciones más finas susceptibles de convertirse en concreciones ferruginosas y por finas películas de hierro. No obstante, no basta con la simple acumulación de tales elementos y su fijación para que las formaciones superficiales deriven en costras ferromanganesíferas, siendo indispensable además que endurezcan.

En efecto, los procesos de diagénesis consistentes básicamente en la deshidratación, cristalización y oxidación del hierro han sido favorecidos merced a los contrastes climáticos estacionales, imperantes durante el Plioceno y Cuaternario, los cuales han contribuido a una buena cementación y compactación al transformar parcialmente la goethita en hematites, acentuando el mecanismo de endurecimiento de la formación superficial. En este sentido, Fölster et al. (1971) afirman que la goethita predomina en las corazas más recientes, mientras que la hematites en las más antiguas.

La tenencia por parte de los manantiales termales del Campo de Calatrava de varios oligoelementos como hierro, manganeso y titanio no es un fenómeno excepcional y menos aún aislado. Como hemos tenido ocasión de mostrar al inicio de este capítulo son numerosas las alfaguaras ferruginosas distribuidas por España. Al mismo tiempo son abundantes en la literatura hidrogeológica las referencias bibliográficas, donde explícitamente se muestra la participación de los veneros en la génesis de cementaciones de diver-

sas formaciones superficiales, a través de la precipitación de sustancias sólidas como carbonato, hierro, etc.

Entre los ejemplos más citados se hallan las formaciones tobáceas y en ocasiones ferruginosas como en Monetier (Briançon). En ocasiones los minerales colmatan y obstruyen el manadero originando depósitos estalactiformes como el caso de Hammam Meskoutine, Grand Grille en Vichy y fuentes de Pratigorsk en el Cáucaso (de 37 m de alto). Por otro lado, en Ax-les-Thermes se ha formado un encostramiento a partir de aluviones fluvio-glaciares cementados por ópalo y laminillas de moscovita aportados por aguas minerales. Por último, son populares los depósitos de fangos de Loeche constituidos de hidróxidos de hierro, carbonato y sílice.

En España algunos especialistas como Cruz-Sanjulián y García-Rosell (1975) han confirmado la relación entre algunos manantiales termales y yacimientos de minerales. Entre otros, subrayan los depósitos de celestina de Montes Vives (Granada) situados junto a las termas de Malahá (Granada); los depósitos de óxidos y carbonatos de hierro del Conjuero, en el Dominio Alpujárride, próximos también a la surgencia termal de los Baños de La Salud o del Piojo y a otra fuente ferruginosa como la de Pórtugos. Para dichos autores hay una relación causa-efecto pues a parte de la estrecha vinculación espacial entre depósitos y fuentes termales, las aguas contienen cationes metálicos que conforman los yacimientos minerales.

De mayor interés si cabe son los estudios acerca de la deposición de minerales en los manantiales termales de las áreas volcánicas activas, puesto que el hidrotermalismo del Campo de Calatrava corresponde a la manifestación póstuma de una actividad volcánica desarrollada entre el Mioceno superior y el Pleistoceno medio.

Principiando con las áreas volcánicas activas de la zona continental destacan entre otros los sistemas hidrotermales de aguas ultraácidas de las islas Kuriles. En ellos la cantidad total de sustancias metálicas transportadas desde el inicio de la actividad volcánica ha podido ser evaluada mediante el estudio de la alteración hidrotermal de las rocas. Así, por ejemplo, Tkachenko y Zotov (1982) precisan que 400 mill. de Tm de óxido de aluminio y 200 mill. de Tm de óxido de hierro fueron transportados de la región volcánica de Ebeko, situada en la isla Paramushir (la más septentrional del archipiélago de las Kuriles). Cerca también de 100 mill. de Tm. de óxido de aluminio fueron evacuados de la zona volcánica de Macheka en la isla Iturup. La abundancia de aluminio tal vez sea debida a que los sistemas hidrotermales son ultraácidos, esto es, disponen de un pH que raramente excede de 2 y con temperaturas entre 40 y 100°C, conteniendo además grandes cantidades de

anhídrido carbónico, ácido clorhídrico, sulfhídrico, bórico, silícico, etc. Por consiguiente, las paredes de las rocas del sustrato son afectadas por la intensa lixiviación de estas aguas, capaces de disolver grandes cantidades de hierro y aluminio, así como exiguas magnitudes de otros metales.

Por otro lado, Naboko (1982) ha estimado que en diez años los depósitos formados por los manantiales termales de Nachalevskii cubren un área de más de 5.000 m², con un espesor de 0,5 m., representado una cantidad total de 1.000 Tm de óxidos de hierro y 250 Tm de arsénico. También Ivanov (1982) asevera que del cráter Troistskoe, localizado en la región volcánica de Katmchatka, han fluido anualmente al mar de Okhotaskoe cerca de 35 Tm de hierro y más de 65 Tm de aluminio.

En Japón sobresalen los depósitos de jarosita (sulfato de hierro) que se encuentran en la ladera oriental del volcán Kutsasu y se extienden a lo largo de 2 km de longitud, cerca de los manantiales de Manza. El espesor de estos sedimentos oscila entre 20 y 200 m. La jarosita se concentra en el centro del yacimiento, en tanto que la limonita predomina en los tramos inferiores y periféricos del yacimiento.

Un depósito similar se halla al nordeste del volcán Tankuban Prakhn en la isla de Java (Indonesia), cuyo contenido de sedimentos es el siguiente: 800.000 Tm de jarosita, 75.000 de fosfato de hierro y más de 500.000 de óxido de hierro. El grosor que logra el depósito supera los 13 m, situándose el sulfato de hierro en el centro dispuesto en bandas de 2,5 m., mientras que el fosfato de hierro se sitúa en las inmediaciones del alumbre del manantial y los hidróxidos de hierro en los contornos (TKACHENKO y ZOTOV, 1982).

Para finalizar describiremos algunos sistemas hidrotermales formados en los fondos submarinos, concretamente en las dorsales oceánicas activas. En líneas generales, los depósitos hidrotermales submarinos se caracterizan al igual que los continentales por el abundante contenido de oxihidróxidos de hierro y manganeso, además de de trazas de cobalto, níquel, cobre, etc. El hierro está poco cristalizado en forma de Fe(OH)₃ y como goethita, mientras que el manganeso se presenta como todorokita, birnesita y ramsdellita. Los minerales accesorios se componen de silicatos metálicos, fundamentalmente esmectitas de tipo nontronita ricas en hierro.

En la dorsal oceánica mesoatlántica han sido descubiertos y analizados mediante el sumergible Cyana dos áreas termales en la llamada zona FAMOSA, a 37°N de la falla transformante "A". Se hallan a una profundidad de 2.670 a 2.690 m. con sendos depósitos que se extienden cada uno de ellos sobre un área de 600 m², recubriendo sedimentos pelágicos. Los yaci-

mientos se componen de concreciones de hierro y manganeso de colores oscuros y de abundantes arcillas. Los núcleos más ricos en hierro se sitúan próximos al manadero, en tanto que los de manganeso ocupan posiciones más distales. Otro campo hidrotermal se encuentra a 26°N de la dorsal en la zona conocida por TAG. Los sedimentos están constituidos mayoritariamente de manganeso cristalizado como birnesita, de nontronita verdosa rica en hierro, de birnesita impura y de óxidos de hierro mezclados con nontronita, birnesita y oxihidróxido de hierro amorfo.

También se han identificado placeres hidrotermales en la dorsal oceánica del Pacífico Oriental entre 2°N y 42°S dominados por hidróxidos de hierro y manganeso, con pequeñas fracciones arcillosas.

Por otro lado, en la depresión de Atlantis II situada en el centro del Mar Rojo son muy profusos los acopios hidrotermales, diferenciándose en ellos facies de goethita, manganosiderita, manganita, anhidrita, etc. No obstante, los depósitos más espectaculares constan de acumulaciones muy ricas de hierro.

Durante el Proyecto de Perforaciones de los Fondos Marinos han sido detectados encostramientos de tonalidad marrón-rojiza en la base de numerosas columnas sedimentarias, las cuales recubren la mayor parte del nordeste y centro del Océano Pacífico Oriental y del Mar de Filipinas. Las formaciones encostradas contienen mucho hierro amorfo y oxihidróxidos de manganeso (óxidos semiopacos marrón-rojizo). Las fracciones cristalinas son escasas constando básicamente de goethita, esmectitas ferríferas y feldspatos. Su génesis se atribuye a precipitaciones hidrotermales a baja temperatura.

Para finalizar Schumann (1980) destaca los importantes yacimientos submarinos de hematites de las regiones de Lahn y de Dill (en Hessen, Alemania), formados a partir de erupciones volcánicas submarinas.

La génesis de los placeres hidrotermales se inicia según el modelo propuesto por Toth (1980) y recogido por Chamley (1989) con el contacto entre el agua del mar y la corteza oceánica. En concreto, el agua marina fría penetra por las grietas y fisuras circulando hasta el interior de los conductos magmáticos de la dorsal oceánica, donde las rocas se hallan a altas temperaturas. La fricción del agua fría con el basalto produce, como consecuencia de su enfriamiento, una lixiviación muy intensa y una serie de reacciones. En estas condiciones reductoras precipitan algunos sulfuros y silicatos.

El agua puede desplazarse hasta profundidades de 1 a 2 km dependiendo de la extensión del sistema de fracturas y de la presión a que está sometido el fluido. Durante este recorrido el agua que se halla muy caliente se enriquece de componentes metálicos para luego migrar hacia el eje de la dorsal. Finalmente, el fluido hidrotermal y parte de las partículas minerales indivi-

dualizadas (Fe, Mn) alcanzan el rift de la dorsal, emitiéndose a modo de columnas de vapor que ascienden hasta diluirse mar abierto. Como resultado los componentes minerales se oxidan y absorben a la par trazas de metales de las aguas marinas (Co, Ni, Pb, etc.), que precipitan como sedimentos metálicos. El acopio y compactación de los materiales ferromanganesíferos depositados en las inmediaciones de la dorsal oceánica originan pequeñas costras hidrotermales (Fig. 89).

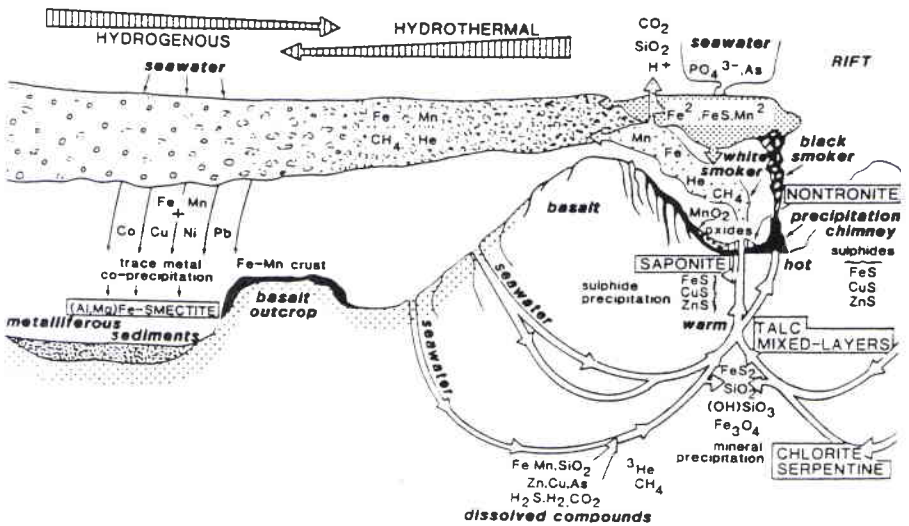


Fig. 89. Modelo de morfogénesis de costras ferromanganesíferas en las dorsales oceánicas (según TOOTH, 1980 y LEINEN et al., 1986).

IV. FORMACIONES AFECTADAS POR PROCESOS DE ENCOSTRAMIENTO FERROMANGANESIFERO

Aunque Molina (1975) constató la presencia de corazas ferralíticas en el Campo de Calatrava, situadas entre el zócalo paleozoico y los sedimentos neógenos, tal estimación debe cuestionarse en orden a una doble consideración, es decir, a que haya corazas ferralíticas y que ocupen la base de la columna estratigráfica terciaria.

En el área de investigación hemos rastreado y examinado cada una de las corazas cartografiadas por Molina (1975) y por el MAGNA (1988) en la hoja a 1: 50.000 de Ciudad Real (784), sin encontrar hasta el momento ninguna, todo lo más costras ferromanganosas que afectan a formas muy variadas y a la vez a sus depósitos correlativos.

Cabe pues considerar inapropiado aplicar el calificativo de corazas ferralíticas (o bien de ferralitas o lateritas si se prefiere) para designar a un fenómeno de encostramiento ferruginoso, consistente en la compactación y endurecimiento de formaciones superficiales mediante una cementación abundante de oxihidróxido de hierro, el cual no procede de la alteración química y lixiviación consiguiente de sus materiales, sino de los aportes a través de la migración lateral de aguas cargadas en dichas sustancias.

Por otro lado, las corazas de Molina (1975) o las costras ferromanganesíferas como preferimos denominarlas no ocupan estratigráficamente la base de la sedimentación neógena, lo que implica además que su edad no puede corresponder a la transición del Eoceno inferior al Mioceno inferior.

En efecto, en las canteras que seccionan los materiales terciarios y el zócalo paleozoico como las abiertas en Puente Morena (Fuente Simón, Cañada de Sta. María) no se percibe entre ambas unidades la intercalación de corazas o costras. Al contrario, sobre el sustrato paleozoico descansa en discordancia erosiva una formación detrítica basal formada por abanicos aluviales miopliocenos que configuran la base de la sedimentación neógena, al depositarse por encima margas y calizas del Plioceno inferior.

Sin embargo, las costras ferromanganesíferas reposan con frecuencia en discordancia sobre el zócalo paleozoico lo que responde simplemente a que los encostramientos se localizan en los bordes de las subcuencas terciarias, esto es, en las alineaciones de las serratas cuarcíticas tales como el cordal septentrional de la Sierra de Calatrava y la ladera meridional de la Sierra de Medias Lunas. Si además tenemos en cuenta que las costras ferromanganosas en tales sectores consisten en meras cementaciones de las fracciones detríticas de glacis coluviales, glacis de acumulación y glacis de rañas que modelan estas serratas, es comprensible que se hallen en ocasiones sobre el sustrato paleozoico. Ahora bien, este hecho por sí sólo carece de toda referencia estratigráfica y, por ende, de tal validez, lo que imposibilita esgrimir este criterio como fundamento para establecer una datación relativa.

Lógicamente las costras ferromanganesíferas pueden yacer encima del sustrato paleozoico sin que por ello constituyan la base de la sedimentación neógena, como de hecho acaece, ya que precisamente aquí ocupan las posiciones superiores.

En realidad, las costras ferromanganesíferas se emplazan en los niveles culminantes de las columnas estratigráficas, siendo de edad antigua las formadas en abanicos aluviales pliocenos de la serrata de la Zarza y Hervideros y en los glaciares de rañas de la Sierra de Navalonguilla; mientras que las más recientes corresponden a los niveles de acumulación fluvial del río Guadiana y a los depósitos tobáceos subactuales de los manantiales termales de Piedra de Hierro y Fuentillejo.

Nuestras interpretaciones fundamentadas en observaciones morfológicas y estratigráficas quedan corroboradas además por las pruebas obtenidas en la investigación de índole geofísica emprendida por Torres et al. (1986), encaminada a la detección de cuencas carboníferas bajo los depósitos mesozoicos y terciarios de La Mancha y el Campo de Calatrava. Basada en la realización de más de una treintena de sondeos eléctricos, gravimétricos y mecánicos, en los que se alcanzó el sustrato paleozoico, no se detectó en ninguna perforación la coraza ferralítica entre el sustrato paleozoico y los materiales terciarios.

Muy al contrario, en la base de la secuencia de las columnas realizadas aparecía, por encima del zócalo, un tramo detrítico de alrededor de 15 m de espesor, formado por una alternancia de arenas, gravas y bloques, cuyo medio de sedimentación atribuyen a abanicos aluviales de cierta competencia de transporte. Pese a todo sus características sedimentológicas quedaron sin definir al ser muy escaso el material recuperado en los testigos y al no haber logrado encontrar estos materiales en niveles que aflorasen en superficie o bien en secciones de canteras.

Los afloramientos de costras ferromanganesíferas presentan una localización espacial diseminada y ordenada a la par, por paradójico que parezca, pues el proceso de encostramiento requiere como condición indispensable abundancia de materiales ferruginosos, los cuales únicamente pueden ser suministrados mediante manantiales termales y mecanismos de arroyada elemental, a partir de la lixiviación del roquedo paleozoico representado por cuarcitas, pizarras y areniscas del Llandeilo y del Caradoc.

Por ende, los mejores prototipos se disponen en derredor de los veneros y ceñidos a las laderas de los principales cordales serranos del Campo de Calatrava, en especial de los ya citados de Sierra de Medias Lunas y la alineación septentrional de la Sierra de Calatrava. El primer cordal se localiza al NO de Ciudad Real y se extiende, bordeado por el cauce del río Guadiana, de E a O desde la población de Valverde hasta Pozuelos de Calatrava; mientras que el segundo se levanta en el borde meridional del Campo de Calatrava como baluarte que flanquea las subcuencas terciarias drenadas por el bajo Jabalón, señalando a la par el comienzo de las serratas que conforman el relieve apalachense de Sierra Morena.

Bien es verdad que ambos factores pueden coincidir de tal modo que las costras ferromanganesíferas de mayores implicaciones morfológicas se sitúan en las vertientes de las serratas cuarcíticas donde proliferan los manantiales termominerales.

Entre las formaciones afectadas por encostramiento ferromanganesífero hemos distinguido, en pos de una mayor claridad expositiva, un conjunto de tres áreas, en las que se engloban todas y cada una de las costras existentes en la zona de estudio. Se representan, en suma, abanicos aluviales pliocenos, glaciais de rañas villafranquienses, glaciais de acumulación y glaciais coluviales; además de terrazas aluviales, niveles de acumulación y depósitos tobáceos subactuales.

1. ALINEACION SEPTENTRIONAL DE LA SIERRA DE CALATRAVA

Los depósitos sometidos en este a área a procesos de encostramiento ferruginoso son fundamentalmente sedimentos detríticos de borde de cuenca, formados por abanicos aluviales, así como otros asociados a formas tan variadas como glaciais de raña, glaciais de acumulación, glaciais coluviales y conos de deyección; además de coladas lávicas y depósitos hidrotermales carbonatados-ferruginosos.

Los primeros se ciñen genéricamente al borde de la ladera de dicha alineación, a excepción de algunos abanicos que hemos localizado en el interior de algunas subcuencas terciarias, como es el caso de las fracciones arenosas de la cantera de Corral de Calatrava o de las groseras de Fuente Simón (Cabezo Segura). En sendos depósitos no hay síntomas manifiestos de procesos de cementación ferromanganesífera, por lo que conviene puntualizar que ni tan siquiera en los abanicos aluviales próximos a las serratas puede hacerse generalizable dicho fenómeno.

En efecto, las fracciones arenosas de los abanicos de Motilla son un buen ejemplo que ratifica lo expuesto anteriormente, máxime cuando otros materiales detríticos del mismo tipo emplazados en las cercanías del arroyo de la Zurda, distantes a tan sólo 3,5 km al O, se hallan encostrados. Su estudio, por lo demás, entraña también algunas limitaciones derivadas del hecho de hallarse recubiertos por coluviones de edad más reciente, restringiéndose así el análisis a canteras donde los materiales son seccionados o bien acudiendo a la información proporcionada por los sondeos mecánicos, con el propósito de levantar columnas estratigráficas y establecer correlaciones entre las distintas formaciones.

No obstante, el número de cortes que ofrecen la posibilidad de reconocimiento es muy reducido pues se trata de explotaciones muy antiguas que se conservan en pésimas condiciones. Así sucede con las situadas en las inme-

daciones de Villar del Pozo (canteras del Cura y de Castellares), por lo cual tan sólo disponemos del Chorrillo o también llamada de Fuensanta, donde hemos procedido al estudio sedimentológico y mineralógico de cada uno de sus niveles. En lo tocante a los abanicos del cordal de Hervideros, comprendidos entre las poblaciones de Villar del Pozo y de Ballesteros, sólo disponemos de la información proporcionada por ENADIMSA a través de los sondeos mecánicos realizados a fines de los años ochenta.

Por contra, el resto de las formaciones afloran en superficie por lo que su observación entraña menos dificultades que en el caso anterior. Ahora bien, para examinar todas y cada una de las formas y depósitos correlativos hemos creído conveniente distinguir tres cordales serranos dentro de la alineación septentrional de la Sierra de Calatrava. como son la Zarza, Hervideros y Navalonguilla.

A. Abanicos aluviales y glacis coluviales del Cordal de la Zarza

Se trata de la cuerda oriental de la alineación septentrional de la Sierra de Calatrava, situada a 8 km al sur de la villa de Pozuelo de Calatrava, la cual constituye desde el punto de vista morfoestructural el flanco occidental del domo de Almagro.

Las formaciones detríticas que se hallan encostradas en esta serrata cuarcítica corresponden a depósitos de abanicos aluviales de edad pliocena y coluviones antiguos (Pleistoceno inferior), emplazados en la margen derecha del río Jabalón cerca de la carretera local de Ciudad Real a Aldea del Rey, donde confluyen las serratas de los Hervideros y de la Zarza. Los coluviones configuran morfológicamente un glacis de escaso desarrollo longitudinal que tapiza la ladera sudoccidental de la Zarza, en la que se localiza la cantera del Chorrillo (Fig. 90).

La puesta en explotación a cielo abierto de esta cantera tuvo lugar a fines de 1915 permaneciendo activa hasta 1919, de ella se extraía fundamentalmente mineral de pirolusita (en 1917 se alcanzó una producción de 2.564 Tm) (QUIROS LINARES, 1969). Es interesante resaltar que en sus inmediaciones se emplazan varios manantiales termales sobresaliendo los baños de San Cristóbal, del Chorrillo y Piedra de Hierro.

Merced al buen estado de conservación de la cantera hemos levantado en su borde meridional un perfil estratigráfico de 15 m, distinguiendo un total de 10 niveles (Fig. 91). En ellos hemos realizado análisis mineralógicos y sedimentológicos, de tal modo que las fracciones detríticas han sido obtenidas mediante el areómetro de Bouyoucos, paso previo para la posterior difracción de las arcillas. No obstante, la granulometría de arenas y los diversos



Fig. 90. Explotación minera de El Chorrillo.

índices estadísticos se han logrado mediante el procedimiento sedimentológico tradicional, consistente en el tamizado en húmedo de las arcillas.

Los niveles de muro a techo son los siguientes:

– Nivel 1: Es una formación arenosa (M14) con intercalación de cantos y gravas cuarcíticas angulosas y subangulosas (representan un 13% de la textura de rechazo > 2 mm), empastados por una matriz abundante de color rojo intenso (2.5YR 5/8). El espesor visible que alcanza es aproximadamente de 1,20 m. La textura determinada mediante el método del areómetro de Bouyoucos refleja el dominio de la fracción arenosa (68,4%), frente a limos (11,6%) y arcillas (20%). Por contra, mediante el tamizado en húmedo de las arcillas la fracción arenosa y limo-arcillosa presenta un mayor equilibrio, así las arenas representan el 52,3% y los limos y arcillas el 47,7%.

En cualquier caso, estamos ante un depósito arenoso en cuya distribución se observa un incremento gradual de las proporciones conforme decrece el tamaño de los granos, de tal guisa que las arenas gruesas representan (mediante el tamizado en húmedo) un 5,6%, las arenas de tamaño medio un 11,5% y las finas un 35,2%. Así se explica que tanto el tamaño medio de las partículas como el valor central de la distribución se integren en la secuencia de arenas finas ($Mz= 197 \mu\text{m}$ y $Md= 169 \mu\text{m}$).

El depósito, en su conjunto, es disimétrico hacia gruesos ($SK_1=-0,15\Phi$) precisamente por la preponderancia de partículas de tamaño pequeño, de ahí que la distribución sea leptocúrtica ($K'G= 0,64$). Al mismo tiempo presenta una clasificación moderada como se desprende al contrastar los índices $Qd\Phi$ de Krum-

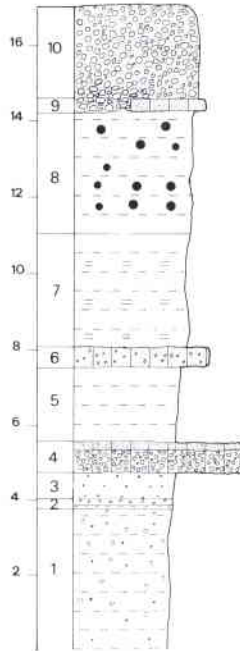


Fig. 91. Perfil estratigráfico de El Chorrillo.

bein ($Qd\Phi = 0,46\Phi$) y la desviación típica ($\sigma = 1,08\Phi$), a pesar de que el índice de Trask confiera una muy buena clasificación ($S_o = 1,2$). Esta tal vez pueda explicarse debido a la concentración elevada de partículas finas, pues el índice de Trask no pondera la proporción de arenas gruesas existente. De cualquier modo, la cantidad nada desdeñable de arenas medias y gruesas determinan que la desviación típica nos muestre un depósito de moderado a mal clasificado.

Esto queda reflejado gráficamente en su curva acumulativa (M14) que apunta cierta tendencia hacia una facies sigmoideal con concavidad orientada hacia arriba. No obstante, se compone de dos tramos “curvos” poco marcados, como el correspondiente a los elementos finos y, más aún, el asociado a las partículas más groseras. Es evidente como hacia arriba la curva no ofrece apenas inflexión desde 0,5 mm a 2 mm, presentando el segmento trazado desde 0,2 a 2 mm más bien connotaciones propias de facies logarítmica. Por otro lado, la modesta inflexión basal desde 0,2 a 0,05 mm denota una cierta selección en las partículas más finas (Fig. 92). Por consiguiente, el mecanismo de transporte es poco evolucionado lo que se manifiesta en la débil pendiente central de la curva y en las connotaciones logarítmicas de su tramo superior, aunque con cierta capacidad selectiva al arrastrar las partículas más finas.

La matriz arcillosa contiene abundantes impurezas que al contemplarlas al binocular, se aprecia que corresponden a cenizas volcánicas verdosas y amarillentas. La constancia de estos piroclastos basálticos tiene gran trascendencia pues revelan que sincrónicamente a la deposición de las fracciones detríticas acontecieron manifestaciones eruptivas de tipo explosivo. Desde el punto de vista mineralógico predominan los minerales arcillosos (filosilicatos) constituidos por caolinita (31%) e illita (20%), seguido de cuarzo (36%) y una buena representación de oxihidróxidos de hierro, en especial de hematites (12%) y en menor medida de goethita (trazas).

El contenido relativamente elevado de caolinita puede proceder de la alteración de las cenizas volcánicas, las cuales tienen dos características que las convierten en muy vulnerables, esto es, son muy permeables y vidriosas (MILLOT, 1970). Así pues, la alteración de los feldespatos que constituyen el componente esencial de estos componentes piroclásticos puede derivar en la neoformación de caolinita, aunque también pueda proceder de la pérdida progresiva de sílice de las illitas. En ningún caso, el contenido de caolinita es lo suficientemente abundante como para originar decoloraciones de tonalidad blanquecina ni tampoco alcanza espesores de varios cm y menos aún de varios metros, que denoten una importante alteración química de connotaciones paleoclimáticas tropicales, puesto que la propia antigüedad del depósito puede ser un factor que haya contribuido a la progresiva alteración de las cenizas volcánicas.

– Nivel 2: En él puede distinguirse visualmente dos pequeños tramos: uno inferior de sólo 10 cm y otro superior de 20 cm. Se caracterizan por adoptar una estructura sedimentaria invertida con las partículas gruesas superpuestas a las más finas que ocupan una posición basal. Mediante el densímetro de Bouyoucos la distribución de las fracciones detríticas es la siguiente: arenas (76,4%), limos (3,2%) y arcillas (20,4%). Por el contrario, mediante el tamizado en húmedo la porción arenosa es bastante inferior (57,3 %) y la de limos y arcillas es más abultada (42,7%), llegando a casi duplicar la anterior referencia. En conjunto, adoptan una tonalidad rojizo-amarillenta (5YR 5/8) con cementaciones a base de oxihidróxidos ferruginosos.

La distribución de la fracción arenosa (M15) -obtenida mediante el tamizado en húmedo de las arcillas- experimenta un decrecimiento porcentual conforme disminuye el tamaño de los granos, así las arenas gruesas suponen un 25,6%, las arenas medias un 17% y las finas un 14,7%. El tamaño medio de las partículas es bastante elevado ($M_z = 606\mu\text{m}$) al igual que la mediana ($M_d = 433\mu\text{m}$), delatando una competencia de arrastre considerable al compararla con el primer nivel ($M_z = 197\mu\text{m}$). No obstante, es un depósito mal cla-

sificado como se manifiesta a través de los distintos índices de clasificación ($Qd \Phi = 0,9$; $So = 2,3 \Phi$ y $\sigma = 1,4 \Phi$).

Por otro lado, la curva acumulativa (M15) es muy expresiva pues certifica, dada su disposición logarítmica, que se trata de un depósito mal clasificado sin apenas selección de los materiales, donde se encuentran representadas todas las fracciones arenosas (Fig. 92). Esta curva de facies logarítmica bien podría responder a un momento de máxima pulsación y competencia de las aguas de arroyada, con deposición caótica o en montón de los materiales arrastrados.

Desde el punto de vista mineralógico predomina el cuarzo (58%), seguido de filosilicatos (41%) y, en última instancia, de feldespatos y goethita reducidos a meras trazas. Entre los minerales arcillosos destaca la illita (28%), la cual duplica en magnitud a la caolinita (13%). La abundancia de illita (de características mineralógicas próximas a las micas, aunque más pobres en aluminio y potasio) es normal puesto que es el mineral arcilloso más común y frecuente de los depósitos arenosos, neoformado a partir de fracciones finas de sericitas procedentes de la alteración de feldespatos (reducidos ya a trazas). La pequeña cantidad de caolinita puede originarse a partir de la alteración de parte de la illita, tras un largo período de tiempo siempre que las condiciones de drenaje hayan sido favorables (MILLOT, 1970).

– Nivel 3: El espesor de este estrato arenoso de tonalidad rojizo-amarrillo (5YR 6/8) es de 40 cm. Engloba además concreciones ferruginosas de forma cilíndrica a guisa de canutillos (rizocrecciones), los cuales superan los 10 y 12 cm de longitud y alcanzan 4 cm de grosor.

Por el procedimiento del aréometro de Bouyoucos la fracción detrítica se compone de arenas (77%), limos (1,8%) y arcillas (21%). El tamizado en húmedo de las arcillas empleado en la granulometría de arenas reduce su proporción a un 69% y la fracción limosa-arcillosa a un 31%.

La distribución de las arenas (M16) muestra un equilibrio entre el tamaño medio (36,6%) y fino (23,6%), a costa de la ausencia de elementos groseros (8,8%). Por ende, el tamaño medio de las arenas y de la mediana se sitúa en la secuencia de arenas de tamaño medio ($Mz = 297\mu\text{m}$ y $Md = 291\mu\text{m}$), denotando una curva disimétrica ligada a la preponderancia de las fracciones medias y gruesas sobre las finas ($Sk_1 = 0,24\Phi$). El resultado de esta distribución granulométrica es un depósito moderadamente clasificado ($So = 1,6 \Phi$ y $\sigma = 0,89 \Phi$), no obstante, matizado por el índice $Qd \Phi$ que apunta hacia una mala clasificación ($Qd \Phi = 0,77$).

Todos los parámetros estadísticos mencionados tienen su expresión gráfica en una curva acumulativa poco definida en cuanto a su facies, pues se compone de dos tramos muy contrapuestos. El primero de apariencia clara-

mente logarítmica se extiende desde 0,05 hasta 0,315 mm y el segundo de aspecto hiperbólico se prolonga hasta 2 mm, sin lograr una inflexión sumital acentuada, por lo que su convexidad es muy tendida. Así pues, la fisonomía de esta curva denota una disminución de la competencia del agente de deposición en relación con la del nivel 2. Por tanto, la curva acumulativa (M16) de facies logarítmica con ligera tendencia sigmoidal desvela un sedimento moderadamente clasificado, depositado por la acción de aguas de arroyada poco evolucionadas (Fig. 92).

La composición mineralógica es prácticamente idéntica tanto en componentes como en magnitudes a las del estrato anterior, destacando claramente el cuarzo (59%) y los filosilicatos (40%), formados únicamente por illita (29%) y caolinita (11%). Asimismo hay constancia de trazas de goethita y feldespatos. La similitud mineralógica entre ambos estratos permite interpretar que concurren los mismos procesos de alteración, consistentes en una mera sericitización de los feldespatos y en una posterior alteración de las illitas en caolinita, merced a un largo período de tiempo y un buen drenaje de la formación (MILLOT, 1970).

– Nivel 4: Pueden distinguirse dos capas diferentes. Una inferior de 60 cm de espesor formado por cantos cuarcíticos de gran tamaño (entre 9 y 20 cm) de bordes angulosos; y otro superior, con cantos de menor tamaño (2 y 6 cm) y gravillas (de 2 a 6 mm) empastados en una matriz arenosa-arcillosa que suelda al conjunto merced a su alto contenido de componentes ferruginosos. Estos actúan a fuer de cemento rellenando los intersticios entre los granos de cuarcita o cuarzo y las arcillas, confiriendo así a los materiales una gran consistencia y dureza.

Encima hay un lecho arenoso muy uniforme de 17 cm de espesor constituido por arenas gruesas y algún que otro guijarro de cuarcita. También esta fracción está soldada por oxihidróxidos de hierro. Aún sobre ellas se aprecia una laminilla de mineral de hierro de 3 cm de grosor. El resultado evidente de tan copiosa cementación es la de un depósito detrítico muy compacto y duro.

En su conjunto, las fracciones finas y de cantos no ofrecen signos externos de alteración bien en forma de arenización o de rubefacción, mostrando al contrario un aspecto totalmente sano. Presentan además una estructura sedimentaria bien organizada y directa, al disponerse los materiales más voluminosos en la parte basal del estrato.

En la mineralogía destaca en buena lógica el predominio del cuarzo (81%), mientras que el cemento ferruginoso se compone de hematites (14%) y en menor cuantía de goethita (2%) y siderita (2%). Los filosilicatos, en cambio, están relegados a meras trazas.

Ateniéndonos, en suma, a los datos expuestos son lo suficientemente eloquentes para afirmar que nos hallamos ante la primera costra ferruginosa de esta columna, la cual no es más que un depósito de abanico aluvial cementado por oxihidróxido de hierro.

– Nivel 5: Está constituido por una fracción arcillosa de 2 m de espesor de tonalidad rojizo-amarillenta (5YR 7/8), cuya textura mediante el procedimiento de G.J. Bouyoucos ofrece el siguiente balance: arenas (63,4%), limos (13,6%) y arcillas (23%). No obstante, la granulometría mediante el lavado en húmedo de las arcillas muestra un depósito fundamentalmente limo-arcilloso (67,6%), con una porción de arenas reducido a un 32,4%.

El tamaño medio de las partículas es sumamente pequeño como su mediana ($Mz = 90\mu\text{m}$ y $Md = 85\mu\text{m}$), de tal forma que se integran en la secuencia de arenas finas, toda vez que estas representan el 31,1%, en tanto que las medias y las gruesas sólo suponen el 0,9% y 0,4% de la fracción detrítica respectivamente. En consecuencia, del valor tan bajo alcanzado por la media y la mediana se infiere la escasa o nula competencia del agente de deposición.

Otra característica de este sedimento es su buena clasificación atestigüada por las cifras que arrojan los diversos índices de selección ($Qd \Phi = 0,37$; $So = 1,1\Phi$ y $\sigma = 0,51 \Phi$). Para finalizar, la curva acumulativa (M17) es sumamente expresiva pues adopta una forma claramente hiperbólica, con una marcada pendiente en su tramo inicial a favor de los materiales finos y una acentuada y visible inflexión sumital desde 0,16 hasta 2 mm (Fig. 92).

En resumen, los índices estadísticos y la facies hiperbólica nos remiten a un depósito de partículas muy finas decantadas en un ambiente de aguas muy tranquilas. Estas condiciones de sedimentación corresponden a un momento de atenuación de la competencia del mecanismo de deposición, constituido por aguas de arroyada, las cuales revisten aquí características propias de un medio lacustre.

En la composición mineralógica no se aprecia ningún cambio respecto a los estratos 2 y 3, destacando el predominio de los minerales arcillosos (51%) y del cuarzo (39%), y en un segundo plano, como es habitual, la goethita (< 5%) y el feldespato (< 5%). Los filosilicatos se componen tan sólo de illita (36%) y de caolinita (15%), lo que ratifica que los procesos de alteración atañen a la sericitización de los feldespatos y a la conversión de parte de la illita en caolinita.

– Nivel 6: Está definido por otra costra ferruginosa de 50 cm de espesor, formada por una fracción arenosa de partículas groseras y de gravillas de 1 a 1,5 cm. El cemento que suelda los detritos consisten en oxihidróxidos de

hierro que rellenan los intersticios y recubren los granos de sílice, aunque a veces están en forma de láminas de 1 a 5 cm de grosor.

La mineralogía es similar a la de la primera costra, con dominio mayoritario del cuarzo (75%), seguido de los minerales del hierro como hematites (14%), siderita (4%) y goethita (4%). Asimismo hay feldespato (3%) como mineral accesorio.

– Nivel 7: Se trata de un nivel arcilloso de considerable espesor pues alcanza casi 3 m de potencia. A través del areómetro de Bouyoucos la textura se compone mayoritariamente de arcillas (34,4%) y limos (23,6), disminuyendo la fracción arenosa hasta un 30% respecto a los niveles precedentes.

Aparte del predominio de los materiales limo-arcillosos llama la atención la abundancia de cemento calcáreo que consolida las fracciones finas y origina abundantes nódulos de hasta 20 cm de longitud. Las arenas presentan tonalidades varioladas desde ocre, rojos hasta blancos y amarillos, mientras que las arcillas adoptan un color rojizo-amarillento.

Entre los minerales principales destacan los filosilicatos constituidos por illita (36%) y caolinita (14%), seguidos de cuarzo (33%) y calcita (13%). Entre los accesorios se hallan goethita (2%) y feldespato (2%). La presencia de cemento calcáreo y nódulos de carbonato cálcico apuntan la posibilidad de que nos hallemos ante un perfil edáfico, concretamente en un horizonte Ca formado a partir de la descarbonatación mediante el lavado de los niveles suprayacentes.

– Nivel 8: Se compone de una formación arcillosa de color rojo vivo (2.5YR 3/4) cuyo espesor asaz considerable se sitúa en torno a 3 m. La fracción arcillosa cuenta con una estructura poliédrica o en forma de prismas individualizados que engloba nódulos ferruginosos semiesféricos que sobrepasan en ocasiones los 20 cm de diámetro. Estos nódulos tienen una estructura concéntrica con arcillas de tonalidad rojiza y arenas muy finas ocupando su interior. Constituyen, por ende, concreciones individualizadas sin conformar, en ningún momento, un nivel continuo y uniforme de costra ferruginosa.

La mineralogía de la matriz arcillosa se compone básicamente de filosilicatos (73%) en especial de illita (53%) y en menor medida de caolinita (20%). Entre los minerales accesorios más importantes se encuentran el cuarzo (22%) y como secundarios calcita (2%), feldespato y goethita en forma de trazas. Por contra, los nódulos ferruginosos están constituidos por oxihidróxidos de hierro básicamente como hematites (37%), en tanto que la goethita se reduce a meras trazas. Se acompañan de filosilicatos y cuarzo en una proporción similar próxima al 30%. Para terminar hay constancia de trazas de feldespato.

En resumen, la mineralogía revela un alta proporción de arcillas y de hierro precipitado, al tiempo que una intensa descarbonatación puesto que la calcita sólo representa el 2%. Así puede explicarse la acumulación de carbonato cálcico del nivel 7, procedente del lavado y descarbonatación de este estrato, en el que sólo queda una exigua representación. Estos hechos unidos a las características citadas previamente son prueba inequívoca de que este nivel 8 no es más que el horizonte argílico de tipo Bt de un perfil edáfico de características fersialíticas.

– Nivel 9: Es una pequeña capa de 15 a 20 cm de espesor constituida por gravillas y arenas gruesas de cuarzo y cuarcita subangulosas. Todo el conjunto detrítico está soldado por una matriz arcillosa y por cemento ferruginoso que recubre pelicularmente los granos y conforma laminillas de hasta 1 mm de grosor. El resultado es un depósito detrítico muy compacto y de gran consistencia, constituido mineralógicamente por cuarzo (59%), seguido de filosilicatos (29%), goethita (8%) y feldespato (<5%). Así pues, constituye el tercer nivel de costra ferruginosa de esta columna estratigráfica aunque no tiene continuidad uniforme al haber sido desmantelada con posterioridad.

– Nivel 10: Constituye la última formación detrítica de 2,5 m de espesor. Se compone de cuarcitas y algunos cuarzos de tamaño heterométrico y formas subangulosas, distribuidos de forma caótica y apoyados sobre una discordancia erosiva labrada sobre el tercer nivel de costra ferruginosa y el horizonte argílico Bt subyacente.

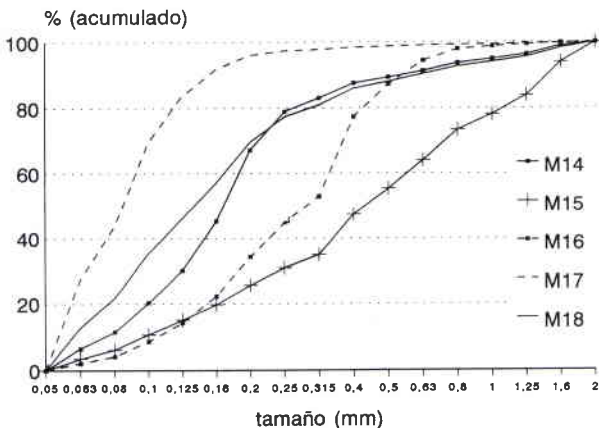


Fig. 92. Curvas granulométricas acumulativas de la fracción arenosa de los abanicos aluviales de El Chorrillo.

Los materiales detríticos se hallan de forma generalizada soldados entre sí mediante un abundante cemento ferruginoso de color rojizo. No obstante, en algunos tramos hemos podido analizar la matriz fina. Esta se caracteriza por tener una coloración rojiza viva (2.5YR 4/8) y una textura en la que predomina la componente limo-arcillosa (64,7%) sobre la arenosa (35,3%).

Por su parte, la granulometría de la fracción de arenas arroja una distribución en la que las proporciones aumentan según decrece el grosor de los granos, representando las arenas gruesas un 4,2%, las medias el 6,5% y las finas un 24,6%. Esta distribución explica que el tamaño medio de las partículas y la mediana se integren en la secuencia de arenas finas ($M_z = 191\mu\text{m}$ y $M_d = 137\mu\text{m}$), originando una curva disimétrica por la preponderancia de éstas ($Sk_1 = -0,27\Phi$). Otra característica de la matriz es su bajo grado de clasificación apuntado por el índice de Qd $\Phi = 0,67$, a pesar de que el índice de Trask ($So = 1,2\Phi$) señale lo contrario, y ratificado por la desviación típica ($\sigma = 1,23\Phi$).

Para despejar las posibles contradicciones derivadas de las cifras tan dispares obtenidas por los índices de selección, basta con analizar detenidamente la curva acumulativa (M18). Esta se compone de dos tramos completamente rectilíneos: el inferior con una pendiente muy acusada por el predominio de los elementos finos, que se extiende desde 0,05 hasta 0,25; y el segundo tramo desarrollado hasta 2 mm sin apenas inflexión y muy tendido. Se trata, pues, de una curva de tendencia logarítmica que revela la escasa evolución del agente de transporte y, por ende, la baja selección de los granos, en especial de las fracciones más finas donde más evidente resulta la facies logarítmica (Véase fig. 92).

Desde el punto de vista mineralógico la fracción arenosa está constituida básicamente por filosilicatos predominando la illita (59%) sobre la caolinita (22%). Les sigue el cuarzo (16%) y oxihidróxidos de hierro reducidos a hematites (2%) y trazas de goethita.

En realidad, este depósito configura el cuarto y último nivel de costra ferruginosa formado mineralógicamente por cuarzo (80%) y oxihidróxidos de hierro representados por hematites (15%) y goethita (5%).

De la interpretación de los niveles descritos cabe inferir que el conjunto del perfil estratigráfico está formado por una sucesión de depósitos proximales de abanicos aluviales¹⁵, con presencia eventual de canales erosivos.

¹⁵ Aquí seguimos la definición propuesta por Reineck y Singh (1980, p. 298) que reza así: «es un sedimento detrítico grueso en forma de abanico, poco clasificado, formado a partir de corrientes (stream) que al pie de las sierras pasa de pendientes abruptas a más tendidas o suaves (...). Depósitos de piedemonte, fanglomerados y depósitos de conos aluviales están incluidos en depósitos de abanicos aluviales».

Su actividad se inicia con el comienzo de las erupciones volcánicas de tipo explosivo que acontecieron durante el período de sedimentación neógena. En efecto, las cenizas volcánicas intercaladas en la matriz arcillosa del nivel 1 demuestran que los abanicos debieron originarse tras la etapa eruptiva (EV1) que transcurre en la transición del Mioceno superior al Plioceno inferior, pues como testimonio de ella no se conserva más que sus depósitos.

Por otro lado, los abanicos carecen de un comportamiento sedimentario homogéneo como se manifiesta en las diferencias de competencia, grado de selección de los materiales y condiciones de deposición (Véase fig. 92 y Cuadro IV), dependientes directamente del carácter esporádico y del ritmo arbitrario a que están sometidas las pulsaciones de las arroyadas.

Por esta razón, los abanicos se suceden anárquicamente presentando características granulométricas y sedimentológicas muy dispares, que se refleja en depósitos de arenas de escasa clasificación (nivel 2), otros moderadamente seleccionados (nivel 3) y aquéllos formados por cantos y gravas sedimentados en montón (nivel 4). No obstante, se observa cierto grado de evolución en la secuencia vertical de estos materiales, puesto que la capacidad de transporte o lo que es lo mismo de competencia de las aguas de arroyada tiende a disminuir progresivamente hacia los niveles superiores, derivando finalmente a unas condiciones de sedimentación típica de aguas muy tranquilas propias más bien de un medio lacustre (nivel 6).

Pero, sin duda, lo más sobresaliente de estos depósitos de abanicos es el hecho de que algunos, fundamentalmente los constituidos por fracciones de cantos y gravas, aparecen compactados y soldados por abundante cemento ferruginoso, constituyendo auténticas costras ferruginosas (niveles 4 y 6).

Conviene, no obstante, aclarar que aunque en todos ellos hay constancia de oxihidróxidos de hierro bien como hematites o goethita, su presencia no es condición *sine qua non* para que se hallen encostrados, máxime cuando sólo dos son los abanicos afectados. Por consiguiente, es lícito inferir que el proceso de encostramiento requiere una cantidad abundante de oxihidróxido de hierro y en esta ocasión es aportada de forma discontinua en el tiempo.

Si partimos de estas premisas es difícil sostener que estas costras resulten de la propia alteración de los abanicos bajo condiciones paleoclimáticas tropicales, toda vez que la hidrolización y consiguiente lixiviación de sus materiales generaría a la par la acumulación relativa de tres iones o componentes esenciales: aluminio (gibbsita o boehmita), hierro (goethita y hematites) y silicatos de aluminio (caolinita).

En concreto, la composición mineralógica del cemento de las costras se reduce a oxihidróxidos de hierro (concretamente hematites y goethita), care-

CUADRO IV
CARACTERISTICAS DE LOS DEPOSITOS DE ABANICOS
ALUVIALES PLOECENOS DEL CHORRILLO (SIERRA DE LA ZARZA)
Análisis granulométrico de la fracción arenosa

| MUESTRA | NIVEL | % > 2 mm | COLOR MUNSELL | TEXTURA | | | | |
|---------|-------|----------|---------------|-------------|------------|----------|---------|--|
| | | | | 2000-500 µm | 500-200 µm | 200-60µm | < 60 µm | |
| 14 | 1 | 13 | 2,5 YR 5/8 | 5,6 | 11,5 | 35,2 | 47,7 | |
| 15 | 2 | 41,5 | 5 YR 5/8 | 25,6 | 17 | 14,7 | 42,7 | |
| 16 | 3 | 7,7 | 5 YR 6/8 | 8,8 | 36,6 | 23,6 | 31 | |
| 17 | 5 | — | 5 YR 7/8 | 0,4 | 0,9 | 31,1 | 67,6 | |
| 18 | 10 | 8,3 | 2,5 YR 4/8 | 4,2 | 6,5 | 24,6 | 64,7 | |

| Muestra | Nivel | Parámetros estadísticos | | | | | | |
|---------|-------|-------------------------|---------|------|------|-----|-----------------|------|
| | | Q50 (µm) | Mz (µm) | QdΦ | σ | So | SK ₁ | K'G |
| 14 | 1 | 169 | 197 | 0,46 | 1,08 | 1,2 | -0,15 | 0,64 |
| 15 | 2 | 433 | 606 | 0,90 | 1,40 | 2,3 | 0,10 | 0,48 |
| 16 | 3 | 291 | 297 | 0,77 | 0,89 | 1,6 | 0,24 | 0,43 |
| 17 | 5 | 85 | 90 | 0,37 | 0,51 | 1,1 | -0,05 | 0,46 |
| 18 | 10 | 137 | 191 | 0,67 | 1,23 | 1,2 | -0,27 | 0,55 |

ciendo por completo de caolinita, gibbsita y boehmita, esto es, los tres componentes cuya génesis requiere un prolongado e intenso proceso de alteración. Téngase en cuenta además que la alteración afectaría aún más a los abanicos de fracción limo-arcillosa que a aquéllos formados por cantos y gravas, los cuales precisamente aparecen encostrados. Por lo que debemos convenir que sería inaudito e inexplicable que la alteración resultante de unas condiciones paleoclimáticas tropicales imperantes en este período afectase, a través de un supuesto ritmo cíclico, a unos abanicos y a otros no.

Ahora bien, resta por explicar todavía la presencia de caolinita en casi todos los niveles del perfil, de cuyo resultado quizás puedan extraerse aspectos que ayuden a caracterizar los procesos genéticos acontecidos. En este sentido es muy revelador que en ninguno de los abanicos encostrados, donde se supone que ha sido preciso una intensa alteración química, haya constancia de caolinita ni tan siquiera en trazas, apareciendo por contra en los niveles restantes. Así pues, aun teniendo sólo en cuenta esta apreciación mineralógica puede argüirse que los mecanismos que han engendrado las costras y alterado los otros niveles detríticos han debido ser forzosamente distintos.

Dejando al margen esta constatación secundaria ha de observarse además que la caolinita se halla siempre, exceptuando el nivel basal, como mineral secundario respecto a la illita, la cual duplica en proporción a aquélla. Por consiguiente, cabe dilucidar que la caolinita deriva de un proceso de alteración química de connotaciones muy atenuadas, puesto que la illita es el principal mineral generado. Efectivamente, las pruebas mineralógicas consistentes en el predominio de la illita (entre los filosilicatos) y la concurrencia de feldespatos en trazas evidencian unas condiciones de alteración muy suaves y atenuadas, a partir de las cuales los materiales silicatados especialmente los feldespatos (más vulnerables) han originado pequeños cristales de mica blanca (sericitas).

En definitiva, se trata simplemente de un proceso de sericitización de feldespatos, razón por la cual quedan relegados a meras trazas, en tanto que abundan las illitas, esto es, arcillas neoformadas a través de las sericitas procedentes de la alteración de aquellos silicatos. Posteriormente, una fracción de estas illitas (ricas en sílice y de bajo contenido en aluminio) se transforman lentamente en caolinita como resultado de una progresiva pérdida o empobrecimiento de sílice, merced sólo a la concurrencia de dos factores: unas condiciones adecuadas de drenaje y el transcurso de un período de tiempo dilatado o el envejecimiento de la formación (MILLOT, 1970; SPAARGAREN, 1979 y MC LEOD, 1980).

Una vez descartada la hipótesis de una alteración química bajo unas condiciones paleoclimáticas tropicales para explicar la presencia de costras ferromanganasas y de caolinita en los abanicos aluviales, nos hallamos en la tesitura de exponer nuestro criterio acerca de los agentes y mecanismos que intervienen en su génesis.

En primer lugar, puesto que los abanicos encostrados están constituidos en ambos niveles por depósitos muy groseros (cantos y gravas, sin apenas matriz fina) y, por ende, muy porosos, por lo que restan efectividad a cualquier cementación, es necesario para que esta tenga lugar un requisito básico como el aporte abundante de oxihidróxido de hierro. Al mismo tiempo, la posición geomorfológica de estos abanicos situados en el borde proximal de la ladera dificulta los procesos de estancamiento de las aguas y la posibilidad de verse afectados por las oscilaciones de un manto freático. Queda, pues, excluido otro de los mecanismos que con frecuencia interviene en la génesis de los encostramientos especialmente en áreas deprimidas.

Para esclarecer la formación de estas costras ferromanganesíferas conviene tener en cuenta que las fracciones groseras que las conforman requieren arroyadas más enérgicas y competentes, capaces al tiempo de lixiviar el hierro contenido en los materiales paleozoicos y de flocularlos, proporcionando así la cantidad precisa de oxihidróxidos de hierro necesaria para iniciar el proceso de encostramiento (D'HOORE, 1954; MAIGNIEN, 1956 y 1958; LAMOTTE y ROUGERIE, 1962; TRICART y CAILLEUX, 1965 y 1974).

Aparte de los oxihidróxidos procedentes de las aguas de arroyada, la constatación de siderita en la composición mineralógica del cemento de las costras delata que debieron acompañarse de aguas carbonatadas y ferruginosas procedentes de veneros termales. No obstante, la actividad de estos manantiales ha debido ser muy irregular y esporádica estando sometidos a variaciones periódicas en relación con el lugar de alumbre, del caudal de las aguas y de la deposición de los solutos minerales. Efectivamente, aun hoy podemos comprobar este comportamiento en las azancas del Chorrillo y de Piedra de Hierro próximas a la cantera. La primera que contiene ácido carbónico y una proporción notable de manganeso disuelto no deposita ningún residuo en sus inmediaciones; mientras que en la segunda se observa, al desprenderse el anhídrido carbónico, la precipitación de carbonato cálcico, junto a gran cantidad de hierro (47 ppm) en forma de hidróxido (goethita) y de carbonato ferromanganeso (siderita manganesosa), originando una formación tobácea.

Para concluir, los abundantes suministros de oxihidróxidos de hierro provenientes de arroyadas intensas y de veneros termales se depositaron y

cementaron las fracciones detríticas groseras de los abanicos aluviales, merced a unas condiciones paleoclimáticas caracterizadas por el fuerte contraste entre un período relativamente húmedo y otro especialmente seco y cálido (TRICART y CAILLEUX, 1965 y 1974), en este caso, bajo un ambiente climático marcadamente más acentuado que el actual, llámese mediterráneo muy contrastado o “subtropical seco”.

Por otro lado, los últimos niveles de la columna estratigráfica (concretamente los niveles 7 y 8) han sufrido un prolongado proceso edáfico que culmina en la elaboración de un paleosuelo rojo mediterráneo. Este se compone de dos niveles: un horizonte Ca y otro Bt.

El horizonte cálcico (nivel 7) está constituido por abundante cantidad de arcillas y limos que engloban en su seno gran número de nódulos carbonatados (13% de calcita), formados a partir del intenso lavado y descarbonatación de los niveles suprayacentes. Por encima, descansa el horizonte argílico textural (nivel 8) caracterizado por su color rojo vivo (2.5YR 3/4) y estructura poliédrica angular con revestimientos de arcilla, el cual se haya descarbonatado (2% de calcita) y con pequeñas manchas de color negruzco (hierro o manganeso). Sobresale además por el espesor alcanzado (en torno a 3 m), lo que revela la intensidad y prolongada duración de este proceso fersialítico, así como por su alto contenido de hierro en forma de nódulos. Se trata, en efecto, de concreciones ferruginosas sin constituir, como en niveles precedentes, costras ferruginosas continuas y uniformes. La composición mineralógica de estos nódulos se reduce básicamente a óxidos de hierro en forma de hematites (37%), cuarzo y filosilicatos (a una proporción del 30% respectivamente).

La abundancia de hematites delata un intenso proceso de rubefacción y unas condiciones paleoclimáticas particulares, que favorecen, merced al sometimiento del medio a fases periódicas de desecación, la deshidratación de los hidróxidos de hierro y su cristalización como dicho mineral (DUCHAUFOR, 1984).

Cronológicamente debemos situarlo en el Plioceno superior todo lo más al Villafranquiense superior, toda vez que su edafogénesis se realiza a partir de los últimos niveles de abanicos aluviales correspondientes al Plioceno inferior y se halla, además, fosilizado por un coluvión antiguo (Pleistoceno inferior).

En definitiva, podemos asegurar que su edad es más antigua que la de otras formaciones de suelos rojos hallados en el Campo de Calatrava, tales como la sucesión de suelos rojos del km 26 de la carretera de Almagro a Valdepeñas que Monturiol et al. (1970) atribuyen al Amiriense (Pleistoceno

medio) y Soltaniense (Pleistoceno superior). O que los paleosuelos localizados por Eloy Molina (1975) en el km 182 de la carretera de Toledo a Ciudad Real que considera pertenecientes al interglaciar Günz-Mindel (Pleistoceno medio) y al Würm I (Pleistoceno superior). En todo caso, el paleosuelo rojo del Chorrillo habría que correlacionarlo más bien con el perfil edáfico estudiado por Molina (1976) en el km 19 de la carretera de Malagón a Daimiel, perteneciente a la transición Plioceno medio-superior.

A este prolongado período de biostasia, interrumpido por un nuevo encostramiento ferruginoso de escasa consideración, sucede otro de reexistencia a tenor de una crisis climática fría caracterizado por la puesta en marcha de procesos y mecanismos periglaciares atenuados (gelifracción) que modelan un glacis coluvial (Fig. 93), el cual erosiona el tercer nivel de costra ferruginosa y el paleosuelo rojo.

En efecto, la morfogénesis de este glacis coluvial responde a la liberación de fragmentos de cuarcita bajo procesos atenuados de gelifracción y a la evacuación de tales derrubios mediante la actuación de mecanismos de arroyada elemental. Al mismo tiempo se origina su encostramiento sinsedimentario toda vez que los oxihidróxidos de hierro contenidos en las aguas de escorrentía se oxidan a lo largo de su desplazamiento, precipitando finalmente en los tramos distales de la ladera (TRICART y CAILLEUX, 1965 y 1974 y TRICART, 1981). Por esta razón los bordes terminales del glacis coluvial tienen toda su cobertera muy cementada, dando lugar a una cornisa compacta y endurecida, pues aquí la deposición de oxihidróxidos de hierro fue muy abundante.

En resumen, nos hallamos ante el cuarto nivel de encostramiento ferruginoso formado esta vez por una costra coluvial (tipo brechoide), cuyo glacis tapiza la ladera de esta serrezuela fosilizando el paleosuelo rojo mediterráneo y los abanicos aluviales pliocenos. Su desarrollo longitudinal es nimio debido al estrechamiento que experimenta el valle del Jabalón en este tramo y a su disposición disimétrica, esto es, a los abundantes depósitos aluviales emplazados en su margen izquierda, lo que ha obligado al talweg a desplazarse progresivamente hasta ceñirse al pie de la serrata cuarcita de la Zarza. Así pues, este glacis coluvial se encuentra colgado, a 20 m, respecto al nivel de base del río Jabalón, lo que atestigua la antigüedad de su modelado correspondiente al Pleistoceno antiguo.

Por último, la cobertera de este glacis coluvial está constituida por cantos y bloques de cuarcita angulosos y subangulosos fuertemente encostrados por cemento ferruginoso hasta configurar una costra conglomerática de tipo brechoide, caracterizada por la abundancia de oxihidróxidos de hierro (hemati-



Fig. 93. Glacis coluvial de El Chorrillo encostrado por cemento ferruginoso.



Fig. 94. Detalle de la costra coluvial de El Chorrillo.

tes y goethita) y la carencia de signos externos de alteración o rubefacción de los fragmentos cuarcíticos (Fig. 94).

B. Abanicos aluviales, materiales piroclásticos y coladas lávicas, conos de deyección y glaciares coluviales del Cordal de Hervideros

La serrata de Hervideros se extiende de E a O desde Fuensanta hasta la localidad de Cañada de Calatrava, situándose al pie de su recuesto los pueblos de Ballesteros de Calatrava, Villar del Pozo y el antes mencionado.

La designación de este cordal con el apelativo de Hervideros obedece precisamente a que en su requejo tiene lugar el alumbre de varios manantiales termales ferruginosos, que reciben el nombre popular de hervideros de agua agria. Entre ellos se encuentran los de Fuensanta, Villafranca y Villar del Pozo que jalonan, como se apuntó al inicio de este capítulo, la alineación tectónica que de O a E recorre la alineación septentrional de la Sierra de Calatrava.

Dentro de este cordal destacan dos áreas donde los procesos de encostramiento han sido muy efectivos y dilatados en el tiempo, afectando a formas y depósitos variados. Nos referimos a las costras ferruginosas localizadas en las inmediaciones precisamente de los veneros de Villafranca y Villar del Pozo.

En esta ocasión para el examen de las costras ha sido de inestimable valor, dada la falta de cortes en buen estado, haber dispuesto de la información proporcionada por los sondeos realizados por ENADIMSA, a través de los cuales puede llegarse a conocer relativamente los depósitos ocultos bajo las formaciones superficiales y establecer la evolución de los procesos morfogenéticos acontecidos. Con tal propósito hemos seleccionado sondeos que ofrecían bajo nuestro criterio mayor interés, elaborando posteriormente correlaciones entre los depósitos de las diversas columnas estratigráficas.

De entre las costras ferromanganasas destaca la que afecta parcialmente al aparato volcánico del Enebrillo situado en las inmediaciones de Villafranca. En efecto, en el espacio comprendido entre el lugar de alumbre de la azanca y el segundo nivel de colada lávica de dirección ENE se localiza una costra ferruginosa de 2 m de espesor, que se extiende lateralmente hasta alcanzar el frente lávico de dicha colada, cementando además los niveles de escorias y cenizas subyacentes (Fig. 95). Por lo demás, el resto de depósitos detríticos que recubren las laderas de esta serrezuela no ofrecen síntomas externos de compactación o cementación, al menos en los materiales que afloran en superficie.

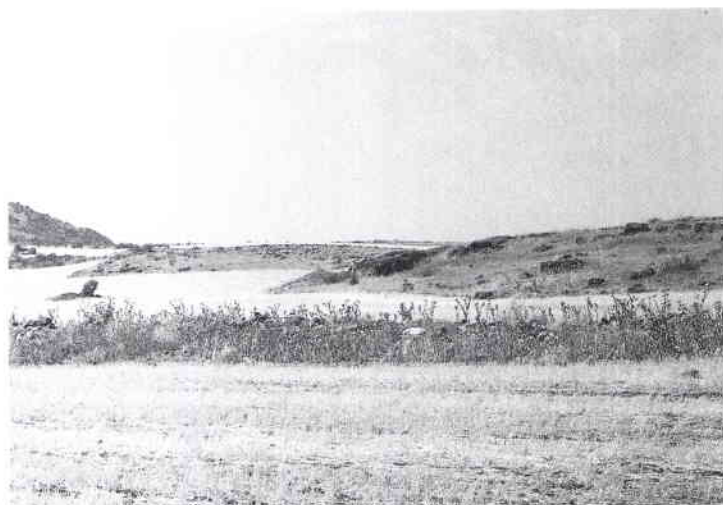


Fig. 95. *Costra ferruginosa* en el volcán del Enebrillo.

Por consiguiente, a través del establecimiento de la secuencia morfoeruptiva del volcán del Enebrillo podremos desvelar los mecanismos que han intervenido en la génesis de los encostramientos, así como determinar la evolución que tales procesos han experimentado. Para ello hemos recurrido al estudio de las formaciones que componen las columnas estratigráficas (Fig. 96).

La actividad volcánica del edificio del Enebrillo se inicia con una fase eruptiva efusiva en la que se emite un amplio manto lávico que se desplaza longitudinalmente 2,5 km en dirección al valle del Jabalón, cubriendo el espacio comprendido entre el valle del Tamujar y el repié del cordal de Hervideros. Se trata lógicamente de una colada fluida con morfología superficial lisa y suave, con disyunciones esferoidales típico de lavas pahoehoe. El tramo final del manto lávico está situado en las Casas de Guerrero, a sólo 1 km del talweg del Jabalón, conformando un pequeño frente de 1 a 2 m de escarpe y de escasa amplitud lateral. Esto es debido a que el manto lávico en este extremo se halla recubierto de carbonatos nodulares y depósitos aluviales (Pleistoceno superior).

A esta fase sucede otra de connotaciones claramente explosivas con la proyección de abundantes materiales piroclásticos, consistentes fundamentalmente en escorias y lapillis que recubren parte del primer nivel lávico. Tras este paroxismo explosivo el Enebrillo vuelve a emitir una segunda cola-

da lávica que se desplaza escasos metros muy ceñida a la ladera de Hervideros. En seguida de la conclusión de esta fase tiene lugar la elaboración a partir de los materiales piroclásticos más alejados del volcán un paleosuelo de posibles características fersialíticas (horizonte de costra carbonatada).

La edad de esta edafogénesis si la correlacionamos con la del paleosuelo del Chorrillo se situaría en torno al Villafranquiense superior, puesto que además su formación es posterior a la erupción volcánica del Enebrillo (que corresponde a la EV3, esto es, al Villafranquiense inferior-medio).

A la par, desde el Enebrillo se genera una inusitada salida de fluidos hidrotermales localizada exactamente en la base del frente lávico de la segunda cola-da lávica, donde se hallan fosilizados escorias y lapillis. El flujo de estas aguas termales se desplazó en dirección ENE, esto es, siguiendo la misma dirección

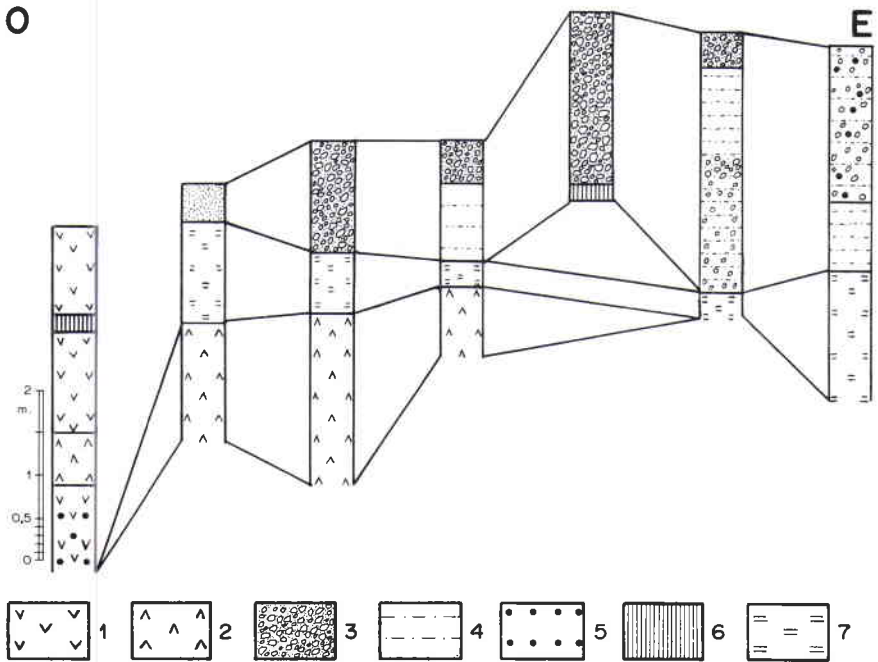


Fig. 96. Correlaciones estratigráficas efectuadas a partir de los sondeos realizados en la ladera del cordal de Hervideros (Volcán del Enebrillo, Ballesteros de Calatrava). 1.- Piroclastos. 2.- Colada lávica fluida. 3.- Fracción gruesa de conos de deyección. 4.- Fracción fina de conos de deyección. 5.- Nódulos de hierro (pisolitos). 6.- Costra ferruginosa. 7.- Costra carbonatada.

que la colada y en línea hacia donde hoy alumbraba el hervidero de Villafranca, precipitando abundantes cantidades de minerales que transportaba disueltas. Como consecuencia escorias y lapillis del lugar de alumbramiento fueron alteradas y cementadas por hidróxido de hierro (goethita), configurando pequeñas costras laminares. También se originaron algunas vetillas y filones de mineral de hierro (goethita) en las grietas y fisuras de la segunda colada lávica.

No obstante, el resultado de mayor trascendencia morfológica fue la formación de un depósito hidrotermal consistente en una costra ferruginosa de 2 m de espesor, que ocupa la base del segundo frente lávico. Por este motivo, la protuberancia que se observa aquí parece constituir a simple vista un pequeño apéndice lávico desprendido desde aquél. Sin embargo, se trata de una costra ferruginosa muy compacta bajo la cual subyace un nivel de 40 cm de materiales de proyección aérea (Fig. 97).

Finalmente se modelan durante el Pleistoceno inferior, bajo condiciones climáticas frías, glaciés coluviales cuyos depósitos decapitan el paleosuelo (sólo se detectaron encostramientos calcáreos) y fosilizan el primer manto lávico y parte de la segunda colada.

No obstante, los sondeos realizados por ENADIMSA en algunos tramos de estos depósitos coluviales se hallan encostrados por óxidos de hierro, for-

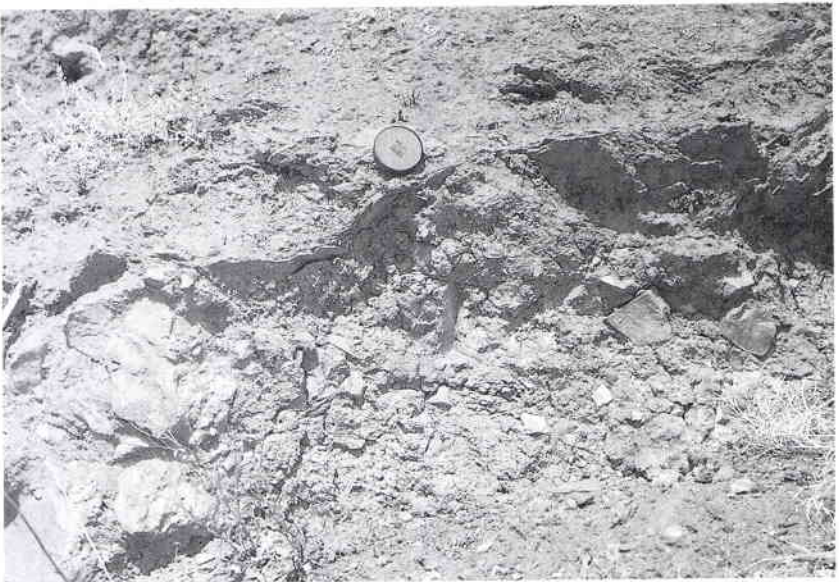


Fig. 97. Niveles de encostramiento del volcán del Enebrillo.

mando auténticas costras coluviales (brechoides) o bien tienen pisolitos de hierro (Véase fig. 96, columna 7).

La génesis de estos encostramientos está estrechamente ligada a la acción de sistemas de arroyadas elementales, capaces de arrastrar las fracciones detríticas liberadas y depositar la suficiente cantidad de óxidos de hierro como para cementar las fracciones (TRICART y CAILLEUX, 1965 y 1974). En último término, la compactación y endurecimiento del depósito se logra merced a la recristalización y oxidación de los minerales bajo unas condiciones paleoclimáticas caracterizadas por los fuertes contrastes estacionales entre períodos húmedos y secos y cálidos (TRICART y CAILLEUX, 1965 y 1974), propios de un mediterráneo acentuado desarrollado durante los interglaciales cuaternarios.

Por otro lado, las características mineralógicas de la costra del Enebrillo y de los materiales piroclásticos subyacentes ratifican sin apelativos su origen hidrotermal. En efecto, los materiales de proyección constituidos por escorias y lapillis alterados (con bolsadas de arcillas), además de fragmentos pequeños de cuarcita y pizarra, se caracterizan mineralógicamente por tres componentes esenciales (Fig. 98): cuarzo, filosilicatos e hidróxido de hierro; en tanto que como accesorio se encuentra feldespato. En realidad, el cuarzo es el mineral predominante con un pico de refracción muy desarrollado (a $26,6^\circ$ y $d= 3,34 \text{ \AA}$), el cual procede de las cuarcitas arrancadas del sustrato paleozoico durante la fase explosiva. Siguen en proporción los filosilicatos con una representación muy significativa a $20,7^\circ$ y $d= 4,46 \text{ \AA}$, indicando la existencia de procesos de alteración sobre las fracciones más deleznable de los materiales explosivos. Por último, el hidróxido de hierro se halla en una cantidad inferior aunque con una refracción bien perfilada a $21,2^\circ$ y $d= 4,18 \text{ \AA}$ (Fig. 98). Su presencia revela pues el comienzo de la actividad hidrotermal del volcán del Enebrillo.

Por su parte, la costra ferruginosa del Enebrillo de 1,5 m de espesor, que engloba en su seno algunas gravillas cuarcíticas, se caracteriza desde el punto de vista mineralógico por el elevadísimo contenido de hidróxido de hierro (goethita), mientras que como accesorio se encuentra el cuarzo y la mica. En el difractograma puede comprobarse como la refracción de la goethita ($21,2^\circ$ y $d= 4,18 \text{ \AA}$) es de unas proporciones similares a las registradas en los remanentes de los hervideros termales. Para finalizar también la parte basal de la segunda colada lávica encostrada se compone básicamente de hidróxido de hierro en forma de goethita, en una proporción sólo equiparable a la que se deposita actualmente en los manantiales ferruginosos.

En suma, si a la alta proporción de goethita, componente por lo demás común y en muy alta magnitud en las aguas termales, añadimos que el resto

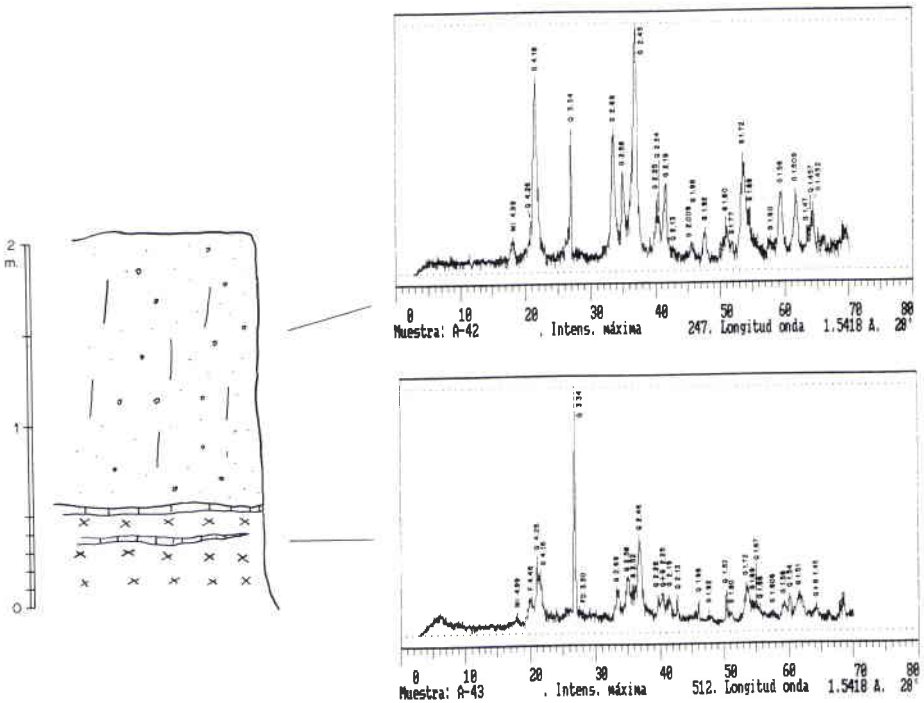


Fig. 98. Perfil de las costras ferruginosas del volcán del Enebrillo.

de minerales es también el habitual, cabe inducir lógicamente que tanto la formación de la costra del Enebrillo como la alteración y cementación de las cenizas subyacentes y del segundo nivel lávico es de origen hidrotermal.

En otra zona volcánica peninsular como es la Sierra del Cabo de Gata, de edad fundamentalmente Tortonense (Mioceno superior), se encuentran también profusas mineralizaciones intravolcánicas (filoliana y chimeneas de brechas) con componentes muy variados: oro, plomo-zinc-plata, cobre, estaño, bario y manganeso (hierro). Estas formaciones minerales son de origen hidrotermal depositadas a partir de fluidos de baja temperatura (200-300°C), los cuales han debido lixiviar tales sustancias del zócalo que sustenta las formaciones volcánicas, a saber, de las Zonas Béticas Internas (PINEDA VELASCO, 1984).

En torno al hervidero de Villar del Pozo, que alumbró en la falda de la cumbre del Artesón (807 m), son apreciables encostramientos ferruginosos

muy ostensibles, los cuales afectan a depósitos detríticos de borde de cuenca y de ladera formados, por abanicos aluviales, glaciares coluviales y conos de deyección. Destacan, en especial, las costras ferruginosas que afloran en las sernas de Villares y en el propio recinto de la Escuela Hogar donde está sito el venero. Asimismo sobresale la costra carbonatada-ferruginosa que se extiende entre los tapiales del patio norte de la Escuela Hogar y la casilla del huerto de Antonio Ballesteros, precisamente por donde fluyen las aguas agrias del hervidero.

A través de las columnas estratigráficas levantadas por ENADIMSA en el recuesto del Artesón, desde la quintería de las Higuieruelas al O hasta la Escuela Hogar de Villar del Pozo al E, podremos reconocer las formaciones ocultas y establecer tanto la secuencia sedimentaria como la evolución de los procesos de encostramiento ferruginoso.

Los depósitos sedimentarios en el borde de cuenca de la serrata de Hervideros se componen de una sucesión de depósitos de abanicos aluviales, formados por la alternancia de fracciones detríticas muy groseras y otras muy finas. En las columnas realizadas en la Escuela Hogar de Villar del Pozo, donde alumbraba el manantial ferruginoso, se aprecia con claridad cómo las facies más groseras son precisamente las que constituyen costras ferruginosas compactas de hasta 7 m de espesor (Fig. 99).

Los abanicos de fracciones más finas se componen según la información de los sondeos de ENADIMSA de arcillas y arenas de tonalidad rojizo-amarillenta con presencia de algunos cantos de cuarcita y nódulos ferruginosos. Sin embargo, la sedimentación detrítica se ve interrumpida repentinamente como resultado del inicio de la actividad volcánica que irrumpe con virulencia en el centro de las subcuencas terciarias.

En efecto, se trata de manifestaciones eruptivas muy explosivas, concretamente de tipo freatomagmático, correspondientes a la primera etapa de la actividad volcánica (EV1) que transcurre entre el Mioceno superior y el Plioceno inferior. Durante estos paroxismos explosivos se generan columnas eruptivas anulares y rasantes (*base surges*) que se desplazan a gran velocidad, dando lugar a la formación de depósitos de oleadas piroclásticas basales (*surge pyroclastic*) tanto secas como húmedas. Estas últimas son las que reposan sobre las costras ferruginosas originadas en los abanicos aluviales, caracterizándose por presentar estructuras masivas y caóticas, además de gran cantidad de fragmentos del sustrato paleozoico (cuarcitas y pizarras). El espesor de estas oleadas alcanza escasa magnitud, en torno a 1-3 m, lo que evidencia que estos materiales deben proceder de un centro eruptivo muy distante, situado probablemente en el interior de la subcuenca terciaria (Fig. 99).

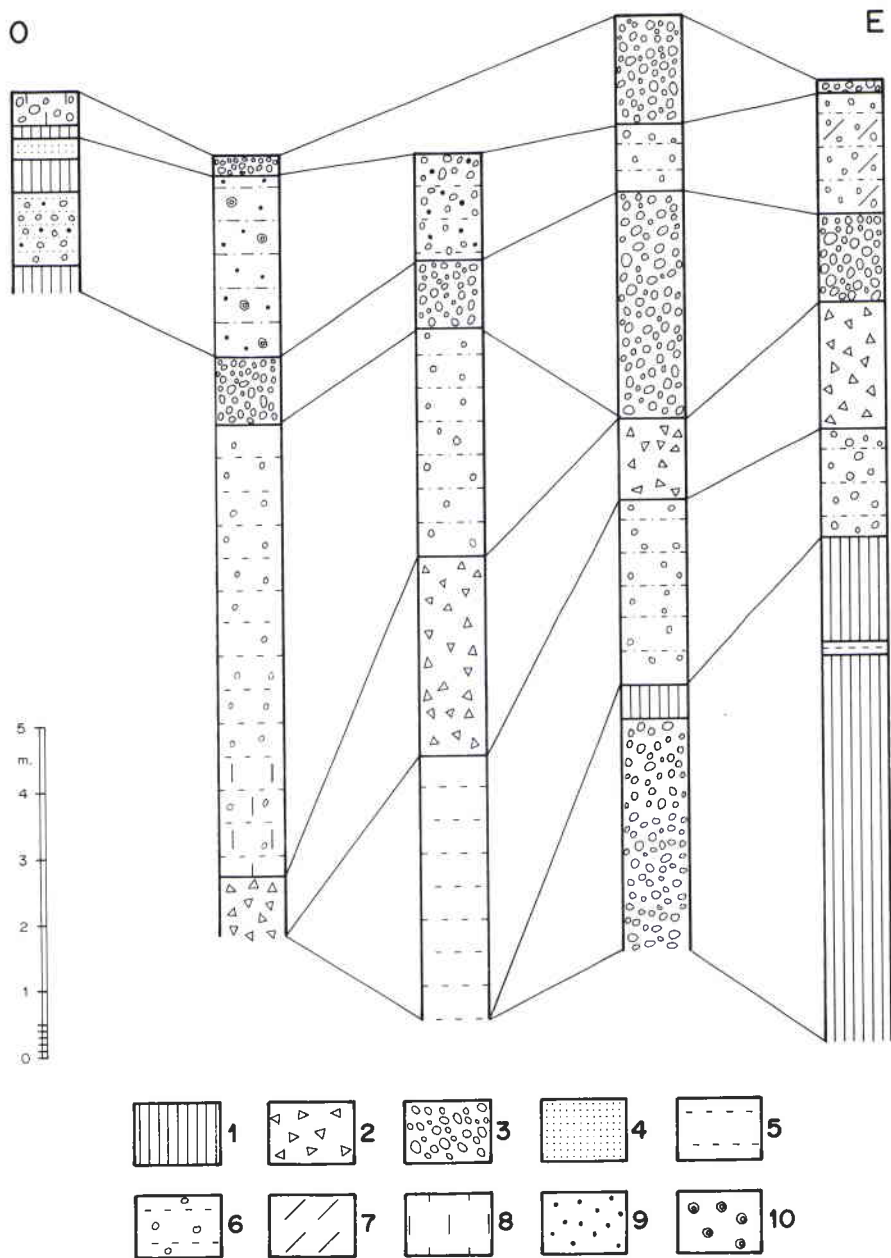


Fig. 99. Correlaciones estratigráficas efectuadas a partir de los sondeos llevados a cabo por ENADIMSA en la falda del Artesón (Villar del Pozo). 1.- Costra ferruginosa. 2.- Depósitos freatomagmáticos. 3.- Cantos y gravas cuarcíticas. 4.- Arenas. 5.- Arcillas. 6.- Arcillas y gravas cuarcíticas. 7.- Pátinas de Mn. 8.- Concreciones ferruginosas dispersas. 9.- Nódulos de hierro. 10.- Nódulos de Mn.

Concluido este episodio volcánico se reanuda la sedimentación de materiales detríticos en forma de abanicos aluviales con alternancia de facies finas y groseras. Las finas se componen de estratos de arcillas de hasta 7 m de espesor de coloración marrón que engloban arenas y cantos de cuarcita, así como fragmentos volcánicos e intercalación de cenizas procedentes de los niveles inferiores. En este tramo excepcionalmente se encuentran algunas costras ferruginosas de varios centímetros de espesor. Por encima aparecen fracciones gruesas constituidas por gravas y cantos de cuarcita subangulosas envueltas en una matriz arcillosa-arenosa de color marrón, sin que se localicen mineralizaciones aisladas o cementaciones de las partículas.

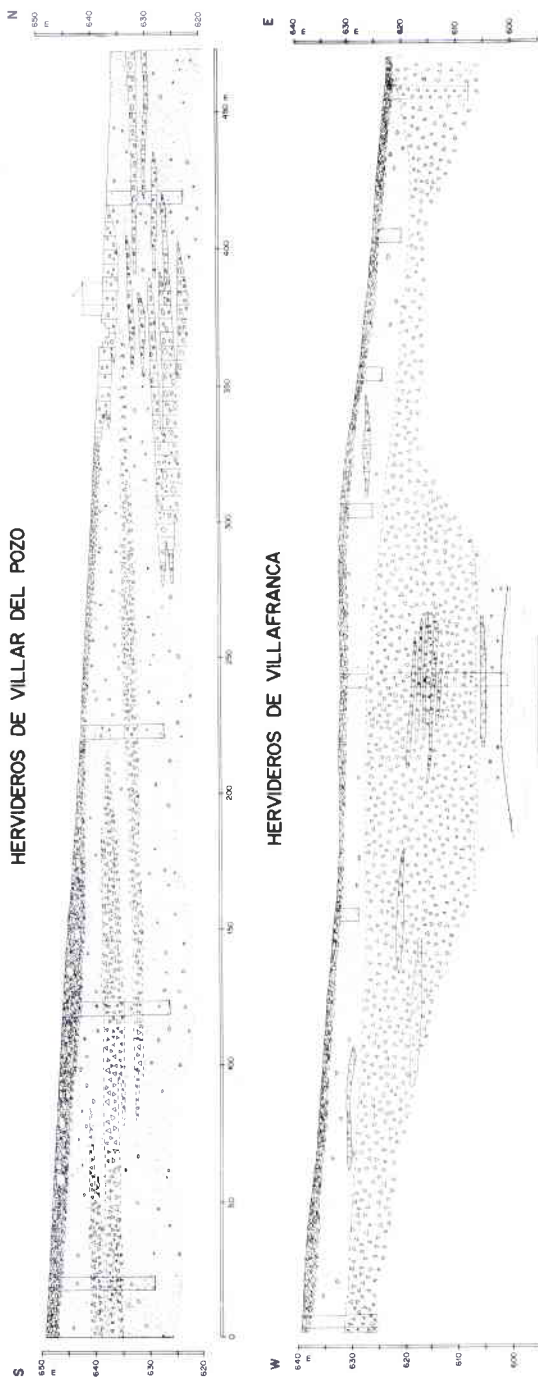
Sin solución de continuidad sobre los niveles de cantos y gravas cuarcíticas descansa otro abanico arcilloso-arenoso que colma la sedimentación detrítica de edad pliocena. Esta formación fina se compone fundamentalmente de arcillas de tonalidad pardo-rojiza-amarillenta (limoníticas) que engloban arenas finas y algunas pequeñas gravas cuarcíticas. No obstante, su cualidad más notoria y distintiva estriba en la abundancia de pisolitos ferruginosos y en ocasiones en costras coherentes y uniformes de hasta 0,5 m de espesor.

Por último, a partir de coluviones de 2 m de espesor, formados por cantos y bloques cuarcíticos angulosos envueltos en matriz arcillosa-arenosa de color marrón-rojizo, se labran pequeños glacis coluviales y conos de deyección, los cuales fosilizan e inciden erosivamente sobre los niveles subyacentes. Por esta razón, se observan pisolitos en dichos depósitos, los cuales han sido retomados de los niveles inferiores. No obstante, en algunos tramos de estos glacis coluviales y conos de deyección sus formaciones detríticas se hallan soldadas merced a una fuerte cementación ferruginosa que aglomera y compacta sus materiales detríticos, tal y como sucede en las canteras del Cura de Villar del Pozo (Fig. 100).

Ahora bien, al repié del cordal cuarcítico el espesor de los coluviones disminuye recubriendo mínimamente los materiales correspondientes a los depósitos de abanicos aluviales pliocenos, los cuales afloran en ocasiones tratándose de fracciones detríticas cementadas por oxihidróxidos de hierro, esto es, de costras ferruginosas. En otras se hallan situadas a escasos centímetros de profundidad por lo que son extraídas fácilmente al emplear vertederas en las faenas de sementera. Esto sucede, en efecto, en los alrededores de la Escuela Hogar de Villar del Pozo y en las sernas de Villares, donde las costras ferruginosas de abanicos aluviales son tan abundantes que deben orillarse amontonadas en los linderos.

Merced a esta circunstancia hemos podido analizar los componentes mineralógicos de las costras de los abanicos, las cuales se reducen a cuarzo

HERVIDEROS DE VILLAR DEL POZO



VILLAR DEL POZO

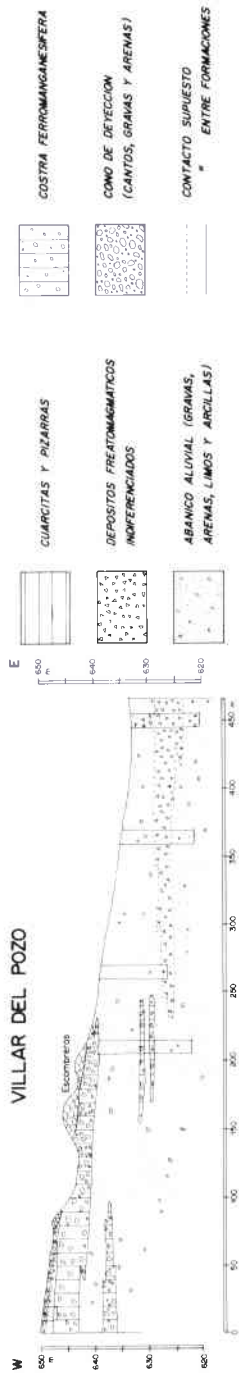


Fig. 100. Cortes geológicos de las costras ferruginosas del cordal de Hervideros (elaborados por ENADIMSA).

y goethita (hidróxido de hierro). El primero es el elemento predominante (con una proporción en torno al 75%) y una refracción intensa a $26,6^\circ$ y $d=3,34 \text{ \AA}$, en tanto que la goethita aunque significativa, no obstante, está muy alejada de la intensidad obtenida en las coladas lávicas del Enebrillo, situándose aquí en torno al 20%. También hay constancia de trazas de hematites refractadas a $24,10^\circ$ y $d=3,69 \text{ \AA}$ (Apénd. XIII).

Así pues, la composición de las costras de los abanicos aluviales revela de nuevo la inexistencia de intensos procesos de alteración química, toda vez que los minerales se reducen a hidróxidos de hierro y cuarzo, sin contener oxihidróxidos de aluminio y silicatos aluminicos (caolinita) que pudieran inducir a pensar en tal contingencia.

En la formación de estas costras intervienen varios mecanismos interrelacionados. Entre ellos cabe citar los sistemas de arroyada elemental partícipes muy activos, pues además de evacuar los derrubios a lo largo de la ladera también lixivian los componentes ferruginosos de los cordales cuarcíticos, permitiendo de este modo su deposición conjunta. Asimismo modelan correlativamente glaciares coluviales y conos de deyección, por lo que es posible que las aguas queden retenidas o estancadas en sus bordes distales, esto es, donde la pendiente es exigua, contribuyendo decisivamente a la formación de un manto freático somero. Máxime cuando a escasa profundidad se halla un nivel impermeable constituido por materiales del sustrato paleozoico.

Por consiguiente, a la actuación de la arroyada elemental se suma la oscilación de un manto freático que lixivia los minerales ferruginosos del sustrato paleozoico y a la par los precipita al estar sometido a las variaciones hídricas estacionales (fuerte evaporación), imperantes bajo condiciones paleoclimáticas de tipo mediterráneo muy contrastado.

Por último, no debemos descartar la posible participación de las aguas termales del hervidero ferruginoso de Villar del Pozo, aunque hasta el momento no hayamos encontrado en la composición mineralógica de las costras indicios que apunten en esta dirección.

Por otro lado, el depósito carbonatado-ferruginoso situado a la entrada misma del antiguo balneario de Villar del Pozo, ahora convertido en Escuela Hogar, es de características completamente dispares al de las costras de los abanicos aluviales, esto es, tanto en facies, mineralogía como edad.

En la actualidad la formación aflora en el solar comprendido entre la fachada de la Escuela Hogar y la casa del huerto de Antonio Ballesteros, aunque sus dimensiones han de ser mayores pues se extiende hasta el alumbre del manantial: "Observando los manantiales en su salida de la tierra se ve que nacen (...) de una roca calizo-silíceo al ferruginosa, bastante com-

pacta y de un color oscuro. Esta roca, estratificada horizontalmente, se compone de piedras amigdaláceas preexistentes unidas por un cemento calizo ...” (RUBIO, 1853, p. 192). Así pues, está constreñido a la salida del hervidero ocupando un estrecho margen del tramo inferior de la ladera que se halla en ligero declive, por el cual las aguas ferruginosas se deslizan aún hoy tras su alumbramiento.

La costra carbonatada-ferruginosa presenta un aspecto muy compacto y coherente, aunque sin la dureza de las ferruginosas, de color blanco salpicada de máculas de tonalidad marrón. La semblanza blanquecina se debe a su alto contenido de carbonato cálcico, mientras que las manchas oscuras corresponden a concreciones ferruginosas (pisolitos) y a gravillas cuarcíticas redondeadas.

Su formación está estrechamente ligada al flujo de las aguas termales ricas en hierro y carbonato, las cuales tras alumbrar en superficie se ven obligadas a descender ladera abajo hasta alcanzar el requejo donde se detienen y estancan. Durante su nacimiento y posterior desplazamiento las aguas termales experimentan importantes cambios en sus condiciones físico-químicas (tales como disminución de la presión, pérdida de anhídrido carbónico, oxigenación de las aguas, etc.), que producen directamente la insolubilidad de los hasta entonces solutos minerales (hierro, carbonato, etc.), provocando así su inmediata precipitación.

A las sustancias químicas materializadas en concreciones de carbonato cálcico y oxihidróxidos de hierro hay que añadir las arenas finas y gravillas cuarcíticas que las aguas retoman de los abanicos aluviales depositados en sus inmediaciones. Así pues, se conforma un conglomerado silíceo-ferruginoso-carbonatado cuya compactación y endurecimiento se acrecienta merced a la deshidratación y recristalización de los respectivos cementos mencionados, propiciado por los contrastes estacionales propios de unas condiciones paleoclimáticas típicas de un mediterráneo seco acentuado.

Los minerales predominantes son calcita y goethita, acompañados como secundarios de cuarzo, feldespatos y dolomita. Todos ellos componentes habituales en los remanentes que precipitan en los hervideros termales, cuyas diferencias residen únicamente en sus desiguales proporciones.

Sorprende, en efecto, la refracción intensa de la calcita a $29,4^\circ$ y $d=3,03 \text{ \AA}$ que lo convierten en el mineral predominante, esto es, en el cemento que amalgama a los restantes componentes del conglomerado. Por su parte, la goethita es otro mineral destacado con un pico significativo a $21,2^\circ$ y $d=4,18 \text{ \AA}$, pero sin lograr las magnitudes de los residuos depositados en los hervideros de Villafranca y San Cristóbal. Entre los accesorios destaca como

es habitual el cuarzo ($26,6^\circ$ y $d= 3,34 \text{ \AA}$), seguido de feldespato ($23,14^\circ$ y $d= 3,84 \text{ \AA}$) y dolomita ($31,62^\circ$ y $d= 2,82 \text{ \AA}$) (Apénd. XIV).

Pese a las desiguales proporciones de los minerales frente a las cifras que se obtienen actualmente en los hervideros, lógicas por otra parte, cabe inferir que el depósito carbonatado-ferruginoso situado a la salida del manantial es de indudable origen hidrotermal (SCHOLLE, BEBOUT y MOURE, 1983).

En cuanto a su cronología es sumamente arriesgado y comprometido establecer una edad bien sea concreta o aproximada, cuando además se carecen de dataciones absolutas. Sólo podemos especular tomando como referencia el hecho de que se halla emplazada en las inmediaciones del actual alumbre del hervidero y que su composición mineral es similar a la de los residuos depositados actualmente, que se trata de un depósito muy reciente, posiblemente holoceno, merced a su nula alteración y escasa diagenetización.

C. Glacis de raña del Cordal de Navalonguilla

Esta serrata cuarcítica, prolongación del cordal de los Hervideros, se extiende de E a O a lo largo de 22 km desde la población de Caracuel hasta las inmediaciones de la villa de Cabezardos. Constituye, pues, el cierre meridional de la pequeña subcuenca de Corral de Calatrava, limitada al O por la Sierra Gorda del Guindalejo (829 m) que conforma a la par el ramal cuarcítico del flanco norte del domo de Abenójar. Ambos cordales se aproximan en torno a la Laguna de la Camacha, dejando un pequeño estrecho o galiana, que permite la comunicación entre la subcuenca de Corral de Calatrava y el anticlinal desventrado de Abenójar.

Al pie de estas alineaciones, encumbradas por potentes hiladas de cuarcita armoricana, se extienden unas formaciones detríticas fanglomeráticas denominadas rañas, las cuales se hallan recubriendo parte de la subcuenca de Corral de Calatrava aunque sin alcanzar gran extensión. Este fanglomerado está formado, a diferencia de otros de áreas cercanas como los de Montes de Toledo y de Ciudad Real, por cuarcitas heterométricas subredondeadas y redondeadas, distribuidas caóticamente y empastadas en una matriz arcillo-sarena de tonalidad amarilla-rojiza.

Se trata de un sedimento de escaso espesor -de a 2 a 4 m como máximo- que reposa sobre una superficie erosiva labrada sobre los materiales que fosiliza, en los que se aprecian, máxime cuando son pizarras paleozoicas, síntomas evidentes de alteración. Desde el punto de vista morfológico estos canturrales o depósitos pedregrosos definen superficies topográficas ligera-

mente inclinadas o muy planas, esto es, rampas o glacis de escaso desarrollo longitudinal.

Ahora bien, conviene aclarar que frente al protagonismo y trascendencia que alcanzan las rañas en el modelado de los Montes de Toledo y de los Montes de Ciudad Real, toda vez que abarcan amplias extensiones de su relieve apalanchense, los glacis de raña en el Campo de Calatrava tienen un carácter meramente testimonial, como así lo pone de manifiesto tanto su exigua extensión superficial como escasa entidad geomorfológica.

En realidad, estos glacis detríticos constituyen un elemento morfológico atípico y excepcional en el Campo de Calatrava, por cuanto están representados sólo por retazos de nimia amplitud que se localizan en el interior de la subcuenca de Corral, en tanto que las demás subcuencas pliocenas (como las meridionales de Argamasilla-Almodóvar y de Calzada y Granátula, así como las más septentrionales de Alcolea, Picón y Ciudad Real) carecen de cualquier testimonio, bien sea morfológico o sedimentario, que avalen su morfogénesis en este territorio.

En este sentido cabe apuntar que más bien parece, basándonos en los argumentos reseñados, que la formación de tales glacis es totalmente ajena al Campo de Calatrava, quiere esto decir que los depósitos de raña de Corral bien podrían ser alóctonos, a saber, procedentes de los relieves paleozoicos circundantes. Concretamente, ateniéndonos a la peculiar distribución espacial de los glacis de raña, se vislumbra que el área madre de donde provendrían los materiales detríticos puede ser la comarca de los Montes de Ciudad Real, precisamente el anticlinorio desventrado de Abenójar o bien quizá el pasillo sinclino del Guadiana entre la Sierra de Santiago y la de Valpérez.

Dejando al margen estas suposiciones que tendremos ocasión de comprobar si están realmente fundadas o no en razón de otras argumentaciones de índole sedimentológica y morfológica, los glacis de raña presentan en este área una particularidad *sui generis* que las hacen relevantes pese a su escasa extensión y entidad morfológica, cual es que se hallan sus sedimentos parcialmente encostrados merced a una abundante cementación ferruginosa. Esta singularidad tal vez permita contribuir a esclarecer las condiciones morfoclimáticas que han afectado a estas formaciones, tanto durante como después de su morfogénesis.

No obstante, sería vano intento pretender con ello aclarar las diversas incógnitas que se ciernen sobre tan contravertidas formas, máxime cuando éstas han suscitado de especialistas muy eruditos las más variadas interpretaciones acerca de las condiciones morfoclimáticas imperantes antes, durante y después de su formación; así como sobre la posible intervención de meca-

nismos tectónicos, diversos mecanismos de sedimentación y edad de estas formaciones, etc.

Es evidente que en la actualidad no existe unanimidad en ninguno de los aspectos considerados, hasta el extremo de poder afirmar sin exageración que se han propuesto tantas teorías morfogenéticas como rañas existentes, toda vez que éstas evidentemente responden a condiciones específicas del área donde se originan, las cuales a veces difieren completamente de las de otras zonas.

Por esta razón, hemos considerado más oportuno recoger sólo las formulaciones y propuestas realizadas por los autores que han abordado las rañas de este sector concreto, caso de Eloy Molina (1975), o de aquellos otros que han analizado las de áreas muy próximas como son los Montes de Toledo (MUÑOZ JIMENEZ y ASENSIO AMOR, 1975 y MUÑOZ JIMENEZ, 1976 y 1986) y los Montes de Ciudad Real (GARCIA RAYEGO y MUÑOZ JIMENEZ, 1986), con el ánimo de establecer si fuera posible los nexos comunes y las diferencias entre dichas formaciones.

Del estudio de Eloy Molina (1975) sobre las raña del Campo de Calatrava podemos destacar las siguientes conclusiones:

- La superficie morfológica de la raña constituye un glacis de piedemonte que fosiliza una superficie más o menos ondulada que presenta una alteración química muy desarrollada.

La raña en este sector se ciñe (exceptuando algunos retazos al NE de Corral y al N de Pozuelos) a las estribaciones septentrionales de la Sierra de Navalonguilla y los depósitos terciarios que hay al sur de esta subcuenca. Se trata de una formación de aluvionamiento y no de ladera, ya que esta formación no enlaza morfológicamente con las laderas de la sierra, presentando a la par índices de desgaste elevados para corresponder a derrubios de ladera.

- La morfogénesis responde básicamente a un levantamiento tectónico acompañado de unas condiciones paleoclimáticas de tipo estacional más que áridas, desencadenando el aluvionamiento de arroyos que depositan, al pie de las sierras, su carga en forma de conos de deyección y de abanicos aluviales.
- Sitúa su edad en el Plioceno superior precisando una cronología en torno a 2 o 2,5 M.a.

Por el contrario, Muñoz Jiménez y Asensio Amor (1975) y más tarde Muñoz Jiménez (1976) al analizar las rañas de la unidad morfoestructural de los Montes de Toledo, situada al N del Campo de Calatrava, revelan para éstas unas condiciones morfogenéticas y unos rasgos morfológicos muy dis-

pares a los obtenidos por Eloy Molina, que ponen de manifiesto las diferencias entre ambos depósitos.

Los rasgos principales que definen a estos glacis detríticos de los Montes de Toledo, según sus autores, puede resumirse como sigue:

- Los depósitos de raña -que definen morfológicamente glacis de acumulación- enlazan sin solución de continuidad con las laderas de los relieves montañosos, esto es, no hay ruptura entre aquéllos y los coluviones empastados que tapizan las vertientes.
- El sustrato sobre el que se apoyan las rañas se halla alterado, lo que indica condiciones de biostasia antes de su deposición, sin que se puedan descartar otros episodios semejantes durante o después de su formación.
- El índice de desgaste de las formaciones de raña se incrementa a medida que se acrecienta la distancia respecto a las serrezuelas (145 a 186), a la par que disminuye el índice de disimetría y de aplanamiento, por lo que se deduce que el mecanismo de transporte tiene carácter fluvio-torrencial.
- El origen de las rañas se encuentra en los depósitos acumulados en la vertiente y fondos de valle elaborados en condiciones morfoclimáticas frías. Así pues, el modelado de los glacis de raña son resultado de un cambio climático, a saber, del paso de un clima frío a otro semiárido, pues éste propicia mecanismos dinámicos capaces de evacuar los materiales de las laderas y generar un glacis detrítico.
- La edad de estas formaciones se sitúa en el Cuaternario, por cuanto la evolución morfoclimática reseñada no es propia del Plioceno, sino más bien de las primeras fluctuaciones climáticas pleistocenas.

Por su parte, García Rayego y Muñoz Jiménez (1986) estudian los depósitos fanglomeráticos del Macizo de Valronquillo, situados al Oeste del Campo de Calatrava, concretamente muy cerca de la depresión sinclinal de Piedrabuena en plena unidad morfoestructural de los Montes de Ciudad Real.

Este sector de los Montes tiene un gran interés en nuestra investigación pues además de su proximidad presenta ciertas similitudes con el Campo de Calatrava, que se manifiestan en la aparición de depósitos fuertemente cementados por oxihidróxidos de hierro, así como sedimentos detríticos formados por arenas y cantos cuarcíticos. En esta ocasión, los autores al analizar las rañas han tenido en cuenta sendas formaciones detríticas, amén de diversas generaciones de coluviones y de depósitos aluviales, abundando en las interpretaciones morfogénicas obtenidas en los Montes de Toledo.

Los principales resultados obtenidos acerca de las características morfo-genéticas y de la edad de la raña son concretados en ocho puntos que así resumimos:

- El accionamiento de los materiales cuarcíticos que conforman las rañas es debido tan sólo a la gelifracción, sin que obedezca a sobreexcitaciones derivadas de movimientos tectónicos recientes.
- En función de la morfología de los glacis se deduce que el agente de transporte que desplaza los materiales al piedemonte y a las depresiones es la arroyada difusa.
- Los glacis de raña enlazan sin solución de continuidad con las laderas de las sierras, así como sedimentológicamente con los niveles más bajos de los coluviones, por lo que es evidente que tales formaciones se comportan como depósitos de ladera antes de ser arrastrados por las aguas de arroyada.
- La morfogénesis de la raña se realiza bajo condiciones morfoclimáticas frías y semiáridas, según los argumentos antes esgrimidos.
- La rubefacción que presentan los materiales de la raña se originan con posterioridad al modelado de los glacis y antes de la deposición de los coluviones amarillentos, bajo condiciones más húmedas y cálidas que las actuales.
- Considerando la posición de la raña en el relieve morfoestructural y su relación con los sedimentos detríticos (corazas y serie terciaria arenosa) y el sustrato paleozoico a los que fosiliza, su morfogénesis es posterior: al establecimiento del relieve "apalachense"; a la sedimentación de la "serie terciaria"; a la destrucción casi total de las corazas ferralíticas y del manto de alteración y a la erosión parcial de las formaciones arenosa de la serie terciaria por mecanismos de carácter fluvial.
- En función de su relación con las formaciones aluviales y coluviales la raña es anterior: a la incisión pleistocena de la red hidrográfica actual y a la génesis de las terrazas y rellenos aluviales antiguos; a la formación de los coluviones sueltos y de la mayor parte de los empastados.
- Teniendo en cuenta el grado de conservación de las rañas y la inexistencia de formas o huellas de erosión correlativos al establecimiento de la red hidrográfica, se establece la edad de su formación a comienzos del Pleistoceno o en la transición del Plioceno al Cuaternario.

Para concluir, otros especialistas como Ordoñez et al. (1976), Vaudour (1979), Espejo (1981 y 1985), Ferreras (1981); además de Fernández Caballero y Sanz Donaire (1985), Gallardo et al. (1985), Cascos (1990), etc. coinciden al considerar morfológicamente a las rañas como glacis de piede-

monte generados a partir de abanicos aluviales en regímenes de alta energía (torrenciales) bajo ambiente climático semiárido o árido.

La investigación sobre las rañas de Corral de Calatrava se ha fundamentado en las interrelaciones de estos depósitos con otros sedimentos, tales como la formación detrítica basal pliocena, encostramientos ferruginosos, glacis coluviales y depósitos fluviales; abordándolos siempre bajo la misma tónica en la que se complementan los análisis morfológicos y sedimentológicos.

Como hemos tenido ocasión de señalar los glacis de raña en el Campo de Calatrava se reducen exclusivamente a la subcuenca neógena de Corral de Calatrava, situándose los principales testimonios al pie de la Sierra de Navalonguilla y de la Sierra Gorda del Guindalejo. No obstante, hay algunos pequeños retazos que se distribuyen por el interior de la depresión sinclinal de Corral de Calatrava, repartidos entre el Cerro de Rubiales (a 1 km al NE de Pozuelos de Calatrava), Carrascales (1,5 km al NE de la villa de Corral de Calatrava) y, por último, los afloramientos de Puente Morena (a 2,5 km al NE de Cañada de Calatrava, en las inmediaciones del volcán de Cabeza Parda).

En efecto, los depósitos de raña se encuentran muy desmantelados como resultado del encajamiento de los arroyos del Prado, del Bullaque y de la Paridera que desaguan al río Guadiana, el cual junto con el Jabalón drenan esta depresión sinclinal. El resultado de la acción erosiva a cargo de estos cursos fluviales ha sido la destrucción de los glacis de acumulación que cubrían este espacio deprimido, dejándolos reducidos a glacis de piedemonte extendidos paralelos a la Sierra de Navalonguilla y a pequeños retazos aislados, cuya fisiografía culminante (en torno a 640 m) completamente plana asemeja pequeñas mesas detríticas.

Estos cerros fanglomeráticos, colgados a 60 y 80 m respecto a los talweg de los ríos Jabalón y Guadiana, se asientan indistintamente sobre materiales pizarrosos del sustrato paleozoico (desde el Ordovícico medio al Silúrico superior) y sedimentos detríticos y carbonatados que componen la serie pliocena de la cuenca terciaria (Fig. 101).

Por contra, las rañas que se adosan al pie de las serratas cuarcíticas de Navalonguilla y Sierra Gorda, definiendo glacis de piedemonte, sólo recubren los materiales pizarrosos del sustrato, en los cuales siempre se aprecia una intensa alteración que alcanza a veces en torno a 10 y 15 m de espesor.

En cualquier caso, resulta evidente que las rañas de este sector no fosilizan depósitos cementados por óxidos de hierro como sucede en la comarca de los Montes de Ciudad Real. En efecto, García Rayego y Muñoz Jiménez (1986, p. 205) señalan que: "Al pie de las laderas externas de las sierras paleozoicas, concretamente en el enlace de estas con las depresiones de Pie-

drabuena y del Guadiana (...) los materiales de la raña recubren el techo de la coraza, la cual es visible debido al corte realizado por la incisión de un pequeño arroyo...”. Señalando más adelante que: “De esto se deduce que la morfogénesis de la raña es muy posterior al desarrollo de estas formaciones, propia de condiciones tropicaloides, ya que cuando dicha morfogénesis se produjo ya la coraza, pese a su resistencia, se encontraba totalmente desmantelada”.

Conviene aclarar, antes de seguir adelante, que en lo tocante a esta zona de estudio las “corazas ferralíticas” no son más que fenómenos de cementación ferruginosa que afectan a diversas formas y depósitos de edades muy heterogéneas, desde pliocenos hasta holocenos mas nunca premiocenos.

Por esta razón, a diferencia de lo que acontece en los Montes de Ciudad Real, no es extraño que en el Campo de Calatrava sean precisamente los depósitos de raña los que se hallen cementados por oxihidróxidos de hierro, constituyendo auténticas costras conglomeráticas de hasta 4 y 5 m de espesor. No obstante, se trata de un fenómeno muy puntual y localizado pues sólo se observan cementaciones de óxidos de hierro o encostramientos en los depósitos fanglomeráticos situados al pie de la Sierra de Navalenguilla, en la Quintería de Hierro y Hoya de Lobos. Precisamente las rañas que se encuentran encostradas en este último paraje fueron identificadas por Eloy Molina (1975) como verdaderas corazas ferralíticas de 4 m de espesor, quedando registradas con esta categoría en su cartografía a E. 1: 100.000.

En la Hoya de Lobos y en la Quintería de Hierro se observa con claridad cómo los depósitos de raña constituidos por cantos y bloques cuarcíticos subredondeados, sin síntomas externos e internos de alteración, se encuentran fuertemente soldados y compactados por abundante cemento ferruginoso de color rojizo, formando costras conglomeráticas.

En sendos parajes como en el resto de la raña de Corral ni siquiera hemos encontrado fragmentos aislados de costras inmersos por el manto detrítico, que hicieran pensar en la posibilidad de que la raña hubiese destruido y retomado tales materiales de formaciones encostradas más antiguas.

Nada más lejos de la realidad pues el borde recortado que perfilan las formaciones fanglomeráticas desmanteladas en la Hoya de Lobos definen un escarpe muy abrupto y vertical debido a que las fracciones detríticas se hallan soldadas entre sí merced al cemento ferruginoso. El resultado morfológico de este encostramiento es un lóbulo o cejo prominente, apoyado directamente sobre el sustrato pizarroso, que protege a sus componentes de procesos de coluvionamiento, al tiempo que su superficie culminante perfila un nítido glacis de piedemonte que se extiende paralelo a la Sierra de Navalenguilla, sin solución de continuidad hasta la Sierra Gorda de Guindalejo.

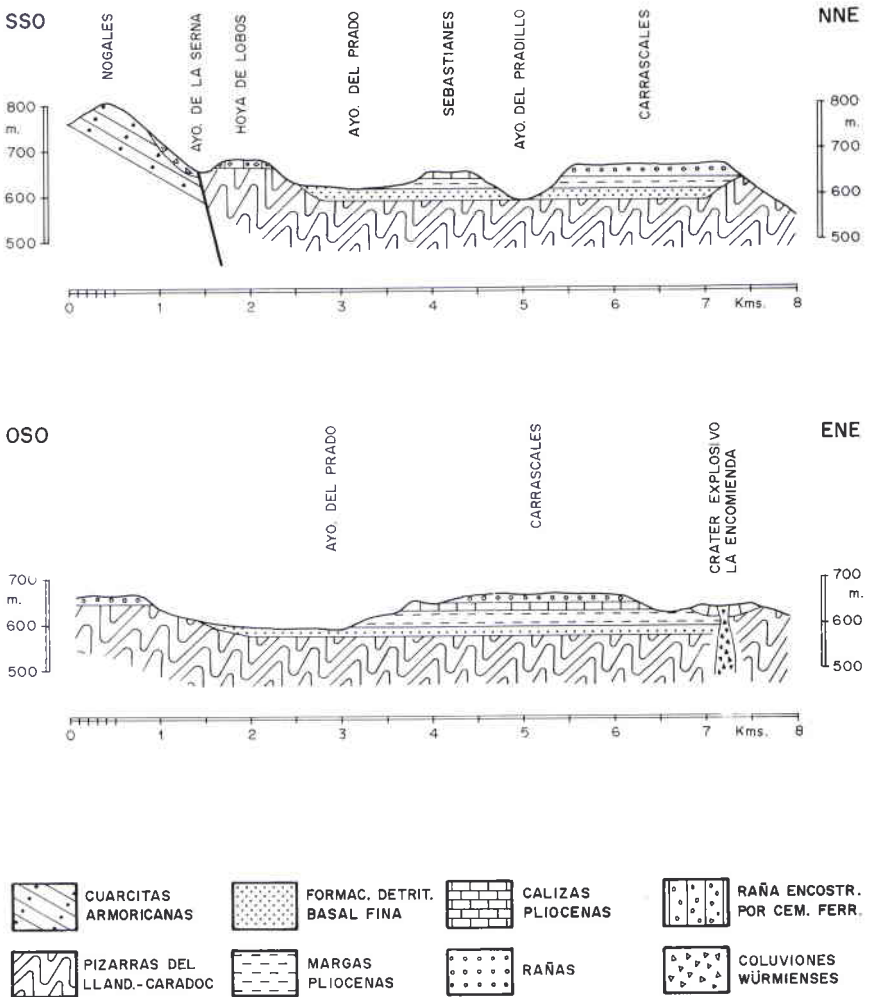


Fig. 101. Cortes geomorfológicos de las rañas de la subcuenca de Corral de Calatrava.

Respecto a los sedimentos detríticos de edad pliocena que rellenan la depresión sinclinal de Corral de Calatrava, se aprecia en las canteras situa-

das al N de la villa de Corral que están constituidos por arenas de tonalidad amarillenta-blanquecina que engloban cantos blandos y lentejones de limos de inundación hidroturbados, adoptando estratificaciones cruzadas y curvadas paralelas. El conjunto se caracteriza por tener una gran continuidad lateral y un espesor visible no superior a los 2,5 m. Descansan sobre materiales volcánicos de tipo freatomagmático con estructura horizontal paralela, perteneciente a una oleada piroclástica seca cuya potencia visible es de sólo 40 cm.

El análisis sedimentológico de estos materiales arenosos revela unas distribuciones granulométricas cuyas curvas acumulativas tienen forma parabólica, sigmoidal e hiperbólica. Por otro lado, los índices estadísticos de clasificación demuestran que se trata de depósitos de moderadamente a bien clasificados (σ entre 0,8 y 0,4 y S_o entre 1,9 y 1,1 Φ).

Por consiguiente, se trata de una formación detrítica fina cuyas características sedimentológicas y estructuras sedimentarias son típicas y propias de facies fluviales de escasa competencia de arrastre. La edad de estas formaciones hay que situarla en torno al Mioceno superior o en la transición de éste al Plioceno inferior.

Por encima de estos depósitos arenosos reposa un conjunto de margas blanquecinas con intercalación de calizas margosas y de bancos de caliza de edad rusciniense. Sobre ellas inmediatamente se hallan los fanglomerados correspondientes al retazo de mesa detrítica de los Carrascales, situado a 1,5 km al NE de Corral de Calatrava (Véase fig. 101).

En el borde septentrional de la subcuenca de Corral la formación detrítica basal presenta unas características sedimentarias completamente dispares a las del interior. En efecto, las fracciones detríticas en Puente Morena y Fuente Simón (volcán de Cabezo Segura) se componen de cantos y gravas cuarcíticas subangulosas, empastados en una matriz arcillosa-arenosa de color amarillo-rojizo. En líneas generales predominan los cantos de pequeño tamaño -el valor de la mediana es de 50 mm -sin apenas elementos superiores a la secuencia dimensional 160-240 mm. Por otro lado, el desgaste de los materiales se sitúa en torno a 193-215, esto es, un espectro moderado característico de mecanismos de arroyada fluviotorrencial atenuada.

El conjunto del depósito presenta una disposición interna caótica sin ninguna clasificación y estructura interna, apoyados en discordancia erosiva sobre el sustrato pizarroso muy alterado. El espesor visible de estos depósitos de aspecto y características sedimentarias similares al de las rañas oscila entre 2 y 5 m.

A su vez estas formaciones detríticas groseras están fosilizadas por margas blanquecinas y bancos de caliza ruscinienses que colman la serie sedi-

mentaria en disposición completamente tabular, conformando pequeñas mesas en la Loma de los Llanos y los Egidos.

Es evidente que la formación detrítica basal pliocena constituida por fracciones groseras y finas corresponde a facies distales de abanicos aluviales que, interrumpidos por episodios eruptivos de tipo freatomagmático, evolucionan en la vertical a facies propias de mecanismos fluviales y fluviolacustres.

Para finalizar, hemos de señalar que en todos los perfiles que la formación detrítica basal descansa en discordancia erosiva sobre los materiales pizarrosos del sustrato, éstos se hallan muy alterados alcanzando una profundidad de 15 m de espesor. Dicho proceso consiste en una mera sericitización, sin ferruginización, a través de la cual las pizarras se convierten en arcillas, de ahí la abundancia de illita (en torno a un 80-90%) y en menor medida de caolinita (10%).

Idénticas características adopta el sustrato pizarroso fosilizado por los glaciares de raña en el interior de la subcuenca de Corral, presentado los mantos de alteración el mismo espesor y similares componentes mineralógicos, como puede comprobarse en las canteras situadas a 1 km al SO de Corral en las cercanías del arroyo de San Antón.

Por consiguiente es lógico inferir que la elaboración de tales alteraciones es heredada de períodos de biostasia imperantes con mucha anterioridad al Plioceno, puesto que se hallan desmantelados por la formación detrítica basal cuya edad se sitúa entre el Mioceno superior y el Plioceno inferior.

Al mismo tiempo la fracción detrítica basal de edad miopliocena revela que al final de su deposición, esto es, en el Plioceno, el ambiente climático reinante evoluciona progresivamente desde condiciones semiáridas (que explicarían la deposición de las fracciones groseras correspondientes a abanicos aluviales de moderada eficacia) a otras presumiblemente más templadas y húmedas, que propician un mayor equilibrio bioclimático y la intervención morfodinámica de mecanismos fluviales y fluviolacustres que sedimentan las fracciones finas de la F.D.B.

La estabilidad bioclimática probablemente se mantuviera a lo largo del Plioceno inferior hasta el Plioceno superior, a partir del cual las características paleoclimáticas parecen hacerse más contrastadas adoptando un cariz más mediterráneo y estacional, teniendo lugar la edafogénesis de paleosuelos rojos o fersialíticos muy profundos, cuyo mejor exponente en esta zona se encuentra en el techo de la cantera del Chorrillo (Plioceno superior-Villafrañense inferior).

Desde el punto de vista topográfico se observa con claridad como los glaciares de raña situados al pie de la Sierra de Navalonguilla no enlazan con los

glacis coluviales que tapizan la ladera de esta serrata. En efecto, los coluviones más bien recubren o se superponen a los fanglomerados de la raña, pero en ningún caso sin solución de continuidad. Tanto más cuanto que en la Hoya de Lobos se aprecia nítidamente como los depósitos coluviales del extremo más oriental de Navalonguilla (en la villa de Caracuel) modelan glacis cuya superficie se adentra más de 10 m por debajo de la conformada por los depósitos de raña. Evidentemente estos glacis coluviales tienen como referencia el curso del arroyo de la Serna, el cual previamente se ha encajado más de 10 m desmantelando los depósitos de raña que se adosaban al repié del cordel de Navalonguilla.

Por consiguiente, los glacis de raña de la subcuenca de Corral de Calatrava no tienen continuidad topográfica con los glacis coluviales que modelan la ladera septentrional de la Sierra de Navalonguilla (Véase fig. 101).

Por contra, la fisiografía de la superficie culminante de los depósitos de raña perfila un glacis de piedemonte que se extiende sin solución de continuidad de E a O, paralelo a la Sierra de Navalonguilla, desde la villa de Corral hasta la de Cabezardos a lo largo de 20 km, traspasando el estrecho o galiana constituido por dicha serrata y la Sierra Gorda del Guindalejo.

No obstante, en el interior de la depresión de Corral se hallan retazos de fanglomerados en forma de mesas completamente aisladas y distantes entre sí, por lo que su distribución geográfica no facilita ni la reconstrucción de su originaria extensión y menos aún su área de procedencia. Estas mesas detríticas destacan bruscamente sobre el valle del Jabalón, pues están colgadas a 60 m respecto al cauce actual, así como sobre los depósitos fluviales cuyos niveles se encuentran encajados por debajo de su superficie culminante.

El punto de muestreo que hemos seleccionado para caracterizar sedimentológicamente el glacis de piedemonte extendido a lo largo de la Sierra de Navalonguilla, está situado a 1 km al SO de Corral de Calatrava en una cantera abierta en la margen izquierda del arroyo de San Antón (carretera de Corral a Cabezardos) y a 640 m de altura.

Se trata de una formación de 2 a 4 m de espesor constituida por cuarcitas heterométricas distribuidas caóticamente y empastadas en una matriz arcillosa-arenosa de tonalidad amarillenta-rojiza (7.5YR 6/8). Reposan sobre una superficie erosiva labrada en el sustrato pizarroso el cual presenta una intensa alteración de más de 20 m consistente en una mera transformación de la pizarra en arcillas a partir de la sericitización de los feldespatos, de ahí la composición mineralógica constituida básicamente por illita (80%) y caolinita (20%).

De la morfometría de los materiales cuarcíticos llama poderosamente la atención el elevado grado de accionamiento reflejado en bordes práctica-

mente romos y cantos esféricos, máxime si tenemos en cuenta que se hallan a sólo 1,5 km de la cabecera de los crestones de la serrata cuarcítica de Navalonguilla.

La granulometría de cantos y bloques se caracteriza por una distribución unimodal, a saber, con un máximo situado en la secuencia dimensional 40-60 mm y un valor de la mediana de 63 mm, que indican el claro predominio de los cantos pequeños sobre el resto de los tamaños. Al mismo tiempo se aprecia la escasa representación de la fracción de bloques (apenas un 1%), sin sobrepasar el calibre de 310 mm (centilo). También es interesante el predominio de las cuarcitas en el espectro litológico con un 95%, mientras que el 5% restante se compone de cuarzos (Fig. 102).

En relación a la morfometría de los cantos cuarcíticos destaca su elevado grado de redondeamiento que se traduce en un alto índice de desgaste, cuya mediana alcanza la cifra de 271,42 coincidiendo además con la frecuencia mayor (Mo comprendida entre 250-300 y valor de 24%). No obstante, para comprender en su justa medida el alcance del accionamiento sufrido por estos materiales debemos subrayar que el 60% de los cantos muestreados supera el valor 250 del índice de desgaste, llegando la cota superior de recorrido hasta el intervalo 650-700.

Por otro lado, el aplanamiento de los cantos es además significativamente pequeño como refleja la mediana de dicho índice de 1,83 y su clase modal establecida en el intervalo 1,75-2.

Estamos, por ende, ante un depósito de cuarcitas sumamente desgastadas y redondeadas que exigen como requisito que el recorrido experimentado por estos componentes haya sido muy prolongado y efectivo, incompatible a todas luces con la procedencia lateral de estos depósitos de la serrata de Navalonguilla situada a sólo 1,5 km de distancia. Téngase en cuenta que el índice de desgaste de estas rañas (Mdn= 271) supera con creces las cifras obtenidas por Muñoz Jimenez y Asensio Amor (1975) y Muñoz Jiménez (1976) para las de los Montes de Toledo (mediana de desgaste comprendida entre 95 y 186) o por García Rayego y Muñoz Jiménez (1986) para la de los Montes de Ciudad Real (en Chiquero 183,3; en la Tabla de la Yedra 156; en Arripas 196,77 y en Madroña 172,22), alcanzando incluso la cuantía de los depósitos aluviales del Bullaque establecida por dichos autores en torno a 240-280.

La matriz que empasta la fracción grosera es eminentemente arenosa (75,7%), con una porción limo-arcillosa reducida a un 24,3%. La distribución de las arenas muestra un decrecimiento porcentual a medida que disminuye el tamaño de las partículas, así las arenas gruesas suponen un 32,6%, las medias un 29,3% y las finas un 13,8%. El tamaño medio de los granos es

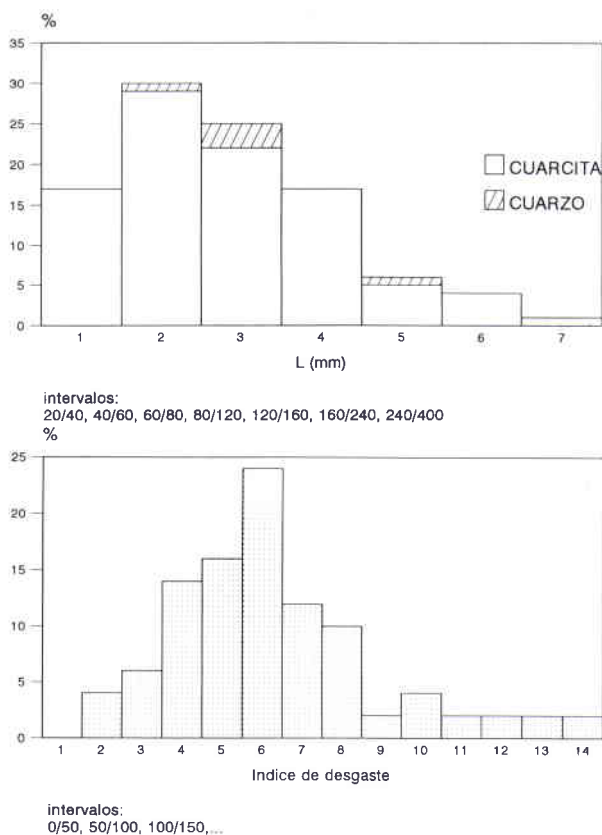


Fig. 102. Granulometría y morfometría de la fracción gruesa de la raña del arroyo de San Antón (Corral de Calatrava).

relativamente elevado ($Mz=461\mu m$) al igual que la mediana ($Md=441\mu m$), señalando una competencia de arrastre nada despreciable.

En cualquier caso, se trata de un depósito moderadamente clasificado como se manifiesta en los parámetros estadísticos ($S_o=1,7\Phi$ y $q\phi=0,6\Phi$) matizado por la desviación típica que señala una mala clasificación ($\sigma=1,1\Phi$), denotando una disimetría hacia finos por la preponderancia de elementos medios y gruesos ($SK_I=0,23\Phi$).

La curva acumulativa resultante (M-19) tiene una apariencia poco definida aunque apunta ligeramente hacia una tendencia sigmoideal, merced a dos pequeños rupturas o inflexiones: una basal poco marcada y otra sumital más

acentuada que reflejan una ligera selección de las arenas finas y gruesas. El medio de sedimentación responsable puede relacionarse tal vez con mecanismos torrenciales muy moderados, esto es, más bien fluviotorrenciales en los que se produce una ligera clasificación de los sedimentos (Fig. 103).

Estos depósitos de raña que acabamos de definir sedimentológicamente configuran un glacis de piedemonte de gran desarrollo lateral pero de escasa extensión longitudinal, al hallarse sus formaciones muy desmanteladas merced a una intensa acción erosiva fluvial. Esta se inicia a comienzos del Cuaternario a raíz de la organización de la red hidrográfica actual, cuyos colectores principales el río Guadiana y Jabalón se encargan de desarticular casi por completo.

Al mismo tiempo los cursos de orden secundario realizan el último retoque morfológico sobre las porciones de glacis retrotraídas hasta el pie de la serrata, en el cual se conservan huellas de zapa y formas de acumulación correlativas a dichos episodios. Entre las primeras destacan pequeñas cuencas de recepción, abarrancamientos y pequeños vallejos en V labrados por la capacidad incisiva de los arroyos de Buitrago, de la Fuente de Retamar, de la Zanjilla, del Prado, etc. que descienden de la cabecera de Navalonguilla hasta el valle del Guadiana, hendiendo y dividiendo las rampas de las rañas en porciones alargadas y redondeadas.

Las segundas, parejas o correlativas a la acción erosiva, se componen de varias generaciones de conos de deyección o abanicos situados en la ruptura

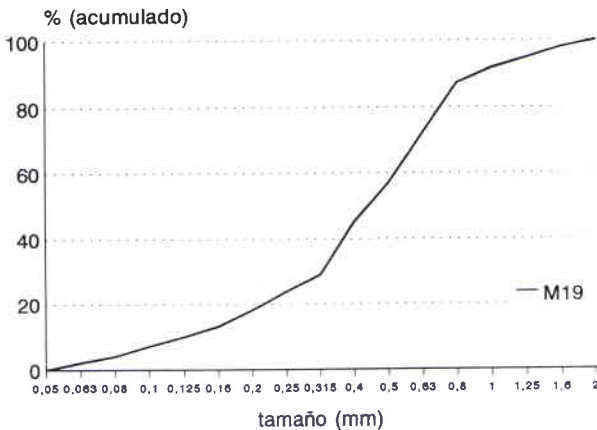


Fig. 103. Curva granulométrica acumulativa de la fracción arenosa de la raña del arroyo de San Antón.

de pendiente entre el borde del glacis y la llanada de la depresión, precisamente donde los cursos de agua se desparraman abandonando toda su carga retomada de los materiales de la raña. Además de estos conos del Pleistoceno medio-superior se modelan a partir de los bordes de raña, glacis de derrame y glacis-terrazas cuya morfogénesis obedece a una eficaz e intensa actividad de la arroyada difusa.

En resumen, ateniéndonos al grado de desmantelamiento y variedad de huellas erosivas en los glacis de raña, reflejo claro de la intensidad del episodio de incisión, queda atestiguada la antigüedad de ésta, no pudiendo retrotraerla en el tiempo más acá del Cuaternario.

La mesa detrítica de Carrascales, situada a 1,5 km al NE de Corral de Calatrava, se halla aislada y completamente desligada de los glacis de raña de piedemonte ceñidos a la Sierra de Navalanguilla. Esta plataforma de escasa extensión, apenas 5 km², tiene una forma festoneada recordando la fisiografía de las muelas de los páramos calcáreos. Su superficie culminante a 640 m de altura perfila una llanada perfecta que resalta sobre el resto de cerros testigos y demás formas del interior de la subcuenca, más aún respecto al valle del Jabalón del que le separan más de 60 m de desnivel.

La caracterización sedimentológica se ha efectuado en el centro de este manto de raña a 640 m de altura, con la desventaja de realizarla en superficie al no haber dispuesto de ninguna cantera o corte. Por esta razón, el análisis se ha reducido a la granulometría y morfometría de las fracciones groseras. El depósito en conjunto presenta los mismos rasgos definitorios que en el caso del arroyo de San Antón, al tratarse de un fanglomerado de escaso espesor -en torno a 4 o 5 m- constituido por cuarcitas heterométricas y subredondeadas englobadas en una matriz arcillosa-arenosa de color rojizo amarillento.

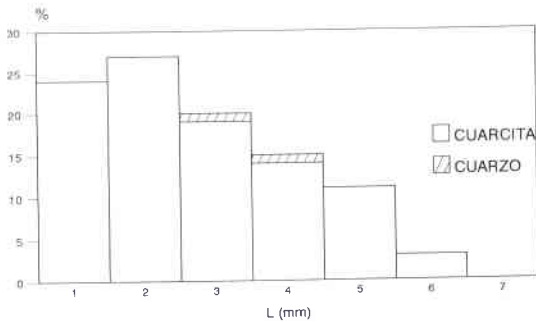
En el límite septentrional de la mesa los cantos de la raña reposan en discordancia erosiva sobre pizarras silúricas muy alteradas, generadas en un proceso heredado de sericitización que transforma las pizarras en arcillas ricas en illitas, sin ningún tipo de ferruginización.

En cambio, en su borde meridional las rañas fosilizan las calizas y margas del Plioceno inferior que colman la depresión terciaria (bajo las cuales se encuentran las facies fluviales y fluviolacustres de la formación detrítica basal fina), sin que se observe ninguna alteración.

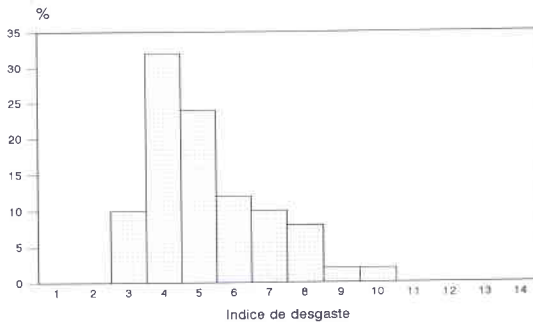
Lo que más destaca de este fanglomerado, al igual que en el glacis de piedemonte, es la morfometría de sus materiales con bordes muy desgastados y embotados. La granulometría de cantos y bloques refleja una distribución unimodal que coincide con la secuencia dimensional 40-60 mm, donde además se sitúa el valor de la mediana de 59,29. Así pues, predominan los

cantos menores sobre las otras fracciones quedando incluso los bloques sin representación (centilo 280 mm). La naturaleza litológica es totalmente cuarcítica (98%) a excepción de un 2% formado por cuarzo, por lo que el área madre debe corresponder con alineaciones de crestones de cuarcita armoricana (Fig. 104).

El análisis morfométrico de los cantos ratifica el alto grado de redondeamiento observado a simple vista al alcanzar el índice de desgaste una mediana de 217,33, sensiblemente inferior a la del glacis de piedemonte aunque debemos tener en cuenta que el recuento se ha realizado en superficie. En cualquier caso, un 34% de los cantos supera el índice 250 y la cota superior de recorrido retrocede, con respecto al glacis de piedemonte, del intervalo 650-700 al de 450-500, indicando pues una menor efectividad de desgaste en el mecanismo de sedimentación o menor recorrido. Sin embargo, el aplanamiento es menor al del glacis de piedemonte al ser el valor de la mediana aquí de 1,64.



intervalos:
20/40, 40/60, 60/80, 80/120, 120/160, 160/240, 240/400



intervalos:
0/50, 50/100, 100/150, ...

Fig. 104. Granulometría y morfometría de la fracción grosera de la raña de Carrascales (Corral de Calatrava).

Estos valores de desgaste y aplanamiento revelan que estamos ante un fanglomerado subredondeado y desgastado que ha experimentado un largo recorrido bajo mecanismos hidrodinámicos de carácter fluviotorrencial. En esta ocasión, la distancia entre la mesa de Carrascales y las crestas de la serrata de Navalanguilla es de 2,5 km, lo cual sigue siendo pequeña para pensar en una alimentación procedente de la ladera de dicha sierra.

Para concluir, en el paraje conocido como Manoterías, apéndice meridional de la mesa de Carrascales, se aprecian fragmentos de raña encostrados por cemento ferruginoso.

Otro dos pequeños retazos de mesas de rañas se hallan en las inmediaciones de Puente Morena, concretamente, en el km 186 de la carretera de Ciudad Real a Puertollano. Se disponen paralelamente en dirección N-S con forma de punta de lanza, recortados por los arroyos de Cañada de Santa María y Valdarachas, en las cercanías del edificio volcánico de Cabeza Parda.

Estas dos plataformas de 1,5 km de longitud, distantes 3 km al E de la de Carrascales, fueron interpretados por Eloy Molina (1975) como depósitos fluviales del río Jabalón, concretamente la de mayor elevación se consideró el nivel +40-43 m. No obstante, en el MAGNA de la hoja 784 este retazo es interpretado ya como depósito de raña, aunque el situado junto a Cabeza Parda sigue registrándose como terraza aluvial (IGME, 1988). Por nuestra parte, consideramos sendas mesas como depósitos de rañas pues presentan características sedimentológicas y rasgos morfológicos propios de un depósito de raña, sólo desconectadas por el valle de fondo plano labrado por la incisión del arroyo de Valdeconejos.

El retazo de mayor entidad culmina en una superficie plana situada a 640 m de altura, esto es, similar a la de Carrascales, recortada al O por el arroyo de Cañada de Santa María y al E por el de Valdeconejos. Se trata de un depósito fanglomerático de 5 a 6 m de espesor constituido por cuarcitas subredondeadas y empastadas en una matriz arcillosa-arenosa de tonalidad marrón-rojiza.

Descansa en su extremo septentrional en discordancia sobre pizarras silíceas muy alteradas, consistiendo en el mismo proceso que el descrito para las pizarras del sinclinal de Corral. Por contra, el borde meridional yace sobre calizas y margas sin transformación visible.

Frente a esta mesa detrítica, exactamente en la margen izquierda del arroyo de Santa María, se observa en las canteras de una tejera abandonada, a unos 620 m de altitud, depósitos detríticos caóticos y heterométricos, que hemos interpretado como la fracción grosera de la F.D.B, en tanto que el MAGNA de la hoja 784 (IGME, 1988) los considera depósitos fluviales. Sus características sedimentológicas (granulometría, morfometría y estructura

sedimentaria) son similares a las de la raña de Puente Morena (640 m), no obstante, están fosilizados por margas y calizas ruscinienses de las Lomas de los Llanos. Al mismo tiempo estas formaciones detríticas miopliocenas reposan sobre una superficie erosiva labrada en las pizarras alteradas del Silúrico, lo que ratifica que dicha transformación es anterior a la deposición de la F.D.B y, más todavía, de la raña.

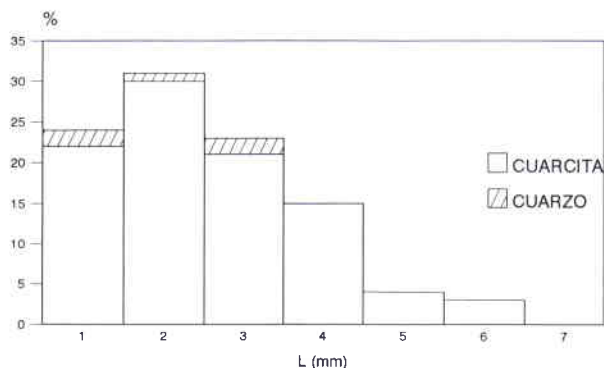
La caracterización sedimentológica de la raña de Puente Morena se ha efectuado mediante el análisis granulométrico y morfométrico de la fracción grosera en la superficie culminante. El histograma granulométrico cuenta con un valor modal situado en el intervalo 40-60 mm, coincidente con la mediana (Md= 56,93), lo que revela un claro dominio de los cantos pequeños sobre el resto de las fracciones, en especial de los bloques que ni siquiera están representados (a excepción del centilo 280 mm). El espectro litológico se reduce a cuarcitas y cuarzos en una proporción del 95% y 5% respectivamente.

El análisis morfométrico indica un grado de redondeamiento elevado puesto que la mediana de desgaste es de 240,2 y además todos los elementos o cantos superan el nivel 100. Por otro lado, el 46% de los cantos tienen un desgaste superior al nivel 250 y la cota superior de recorrido alcanza el intervalo 450-500. El aplanamiento es muy pequeño con un valor de la mediana de 1,86 (Fig. 105).

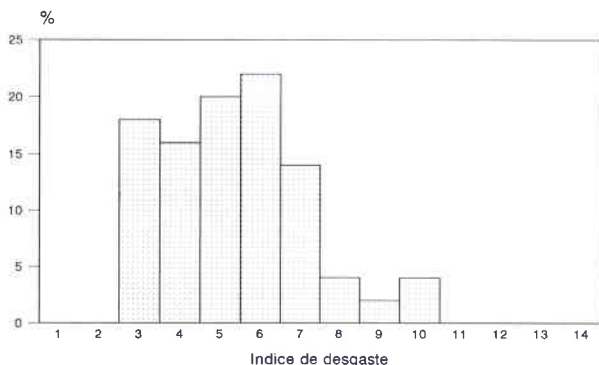
En definitiva, estos valores corroboran que es un franglomerado cuarcítico de bordes muy subredondeados y desgastados para que procedan de los crestones cuarcíticos de la Sierra de Hervideros, distantes 3 km al mediodía de este afloramiento. Más bien cabe suponer que estos materiales han tenido un transporte muy prolongado y a la par un accionamiento eficaz de carácter fluvio-torrencial, lo que ha permitido el desgaste y embotamiento de las fracciones.

El extremo septentrional de la mesa detrítica de Puente Morena se halla muy desfigurado debido al intenso coluvionamiento a que ha sido sometido, con la elaboración de glaciares de derrame que recubren las vegas de los arroyos de Valdeconejos y Santa María.

Para finalizar, el Cerro de Rubiales constituye otra pequeña mesa de raña formada por cantos y bloques de cuarcita subredondeadas y heterométricas empastadas en una matriz rojiza arcillosa. Esta formación de unos 5 a 6 m de espesor descansa al norte sobre pizarras del Llanvic-Llandeilo (Ordovícico medio) poco alteradas y al mediodía sobre margas y calizas de la mesa de la Laguna del Coto. Esta mesa detrítica se halla al NE de la villa de Pozuelos de Calatrava, muy próxima al volcán del Cerro de la Cabeza, a 7 km al ONO de la raña de Carrascales y a 7 km al Norte de la Sierra de Navalonguilla.



intervalos:
20/40, 40/60, 60/80, 80/120, 120/160, 160/240, 240/400



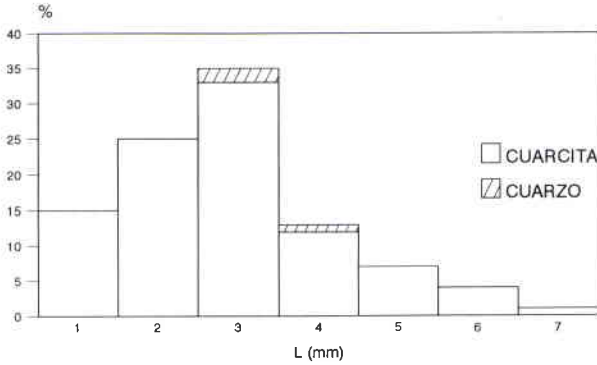
intervalos:
0/50, 50/100, 100/150, ...

Fig. 105. Granulometría y morfometría de la fracción grosera de la raña de Puente Morena.

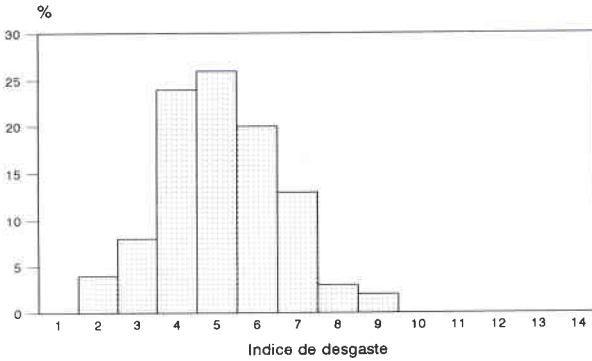
El Cerro de Rubiales presenta una extensión de E a O de 2 km de longitud y 500 de anchura. Su culminación topográfica es completamente llana situándose a una altitud de 640 m, enlazando topográficamente con las manchas de Carrascales y de Puente Morena situadas a la misma altitud.

Sus rasgos sedimentológicos se han determinado desgraciadamente en superficie por lo que sólo hemos realizado la granulometría y morfometría de la fracciones groseras. La distribución granulométrica es claramente unimodal correspondiendo su valor al intervalo 60-80 mm, en el que se encuentra su mediana de 65,42. Descollan pues los cantos medianos (48%) sobre los pequeños (40%) y los grandes (11%), así como sobre los bloques (1%) cuyo centilo alcanza un calibre de 350 mm (Fig. 106).

La morfometría de los cantos es subredondeada como así lo pone de manifiesto el índice de desgaste cuya mediana alcanza 227,38, con un 38%



intervalos:
20/40, 40/60, 60/80, 80/120, 120/160, 160/240, 240/400



intervalos:
0/50, 50/100, 100/150,...

Fig. 106. Granulometría y morfometría de la fracción grosera de la raña del Cerro de Rubiales (Pozuelos de Calatrava).

de elementos que superan el índice 250 y la cota superior de recorrido establecida en 400-450. Se acompañan además de un escaso aplanamiento pues la mediana es de 1,54.

Así pues, los valores de los índice de desgaste y aplanamiento muestran un fanglomerado cuarcítico desgastado y subredondeado que exige para su elaboración un transporte y accionamiento prolongado bajo un mecanismo fluviotorrencial moderado, en el que se produce el embotamiento de las fracciones groseras.

Llegados a este punto del análisis disponemos de algunas referencias para poder emitir lo que no es más que una de tantas muchas interpretaciones, en este caso menos afortunada, acerca de la morfogénesis de la raña en este sector. Para ello debemos partir de la consideración de que la raña es una formación detrítica y un elemento morfológico atípico por su escasa

extensión y entidad geomorfológica en el Campo de Calatrava, reducido a los retazos que se hallan en la depresión de Corral de Calatrava. Es además sumamente importante tener en cuenta que los glacis de raña en Corral no tienen continuidad topográfica con los glacis coluviales que tapizan la ladera de la Sierra de Navalonguilla, pues éstos recubren las formaciones fanglomeráticas o bien se modelan por debajo de la superficie morfológica de la raña. Tampoco hay prolongación sedimentológica entre ambas formaciones pues los coluviones apenas han tenido un desplazamiento suficiente como para desgastar sus contornos o bordes angulosos, contrastando drásticamente su morfometría completamente angulosa (las medianas de desgaste no alcanzan el nivel 100) con la redondeada de los cantos de raña, los cuales tienen un índice de desgaste de hasta 270.

Por consiguiente, sorprende que ambos depósitos estando casi a la misma distancia respecto a los crestones de cuarcita armoricana de la Sierra de Navalonguilla tengan tan dispares morfometrías. Mayor estupor si cabe produce que las rañas logren unos desgastes tan considerables si atribuimos su área de procedencia a dicha alineación, pues apenas se halla a 200 m de distancia. Debemos suponer más bien que los fanglomerados de raña provienen no de la serrata de Navalonguilla o del Guindalejo, sino de otras alineaciones más alejadas de tal manera que el recorrido haya sido prolongado y suficiente como para desgastar y redondear la fracción grosera. Por otro lado, si el área madre de los glacis de raña fuese la Sierra de Navalonguilla lógicamente los depósitos o fracciones más alejados de ella, tales como los retazos de Carrascales y de Puente Morena, deberían tener un desgaste considerablemente superior al de los situados al repié del cordal. Similares circunstancias deberían acaecer en el caso de que el área de procedencia fuese la Sierra de Guindalejo. Sin embargo, hemos podido comprobar como estos supuestos no concurren en ningún caso, pues las cifras de desgaste son elevadas y sin apenas diferencias significativas entre ellas.

Para tratar de determinar la procedencia de tales rañas disponemos de una única prueba basada en la morfología y continuidad de estos depósitos. En efecto, las rañas adosadas al pie de Navalonguilla configuran un glacis de piedemonte muy dismantelado pero que se extiende sin interrupción lateralmente desde la villa de Corral hasta Cabezardos, esto es, a lo largo de 20 km. Por consiguiente, es lícita la presunción de que el área madre de donde proceden y tiene lugar su morfogénesis sea la depresión cerrada del domo desventrado de Abenójar, sin descartar unánimamente que el pasillo sinclinal de la Puebla de Don Rodrigo o del Guadiana haya sido otra vía de penetración de las rañas procedentes del Macizo de Valronquillo. Ahora bien, en este sector no se conservan manchas o retazos que permitan apoyar esta suposición.

Por el contrario, en el domo de Abenójar las rañas se disponen en aureola circundando la depresión, pues en el interior se hallan complementamente desmentadas merced a la acción erosiva del río Tirteafuera. No obstante, puede observarse en el flanco oriental del domo cómo las rañas han podido franquear esta depresión cerrada a través del Portillo de la Carrizosa, enlazando sin solución de continuidad tanto morfológica como sedimentológica con las situadas en el interior de la subcuenca de Corral a lo largo de más de 20 km.

Así pues, parece tomar cuerpo la hipótesis expuesta inicialmente que vinculaba las rañas situadas en Corral con depósitos fanglomeráticos autóctonos procedentes del domo de Abenójar, morfoestructura perteneciente ya a la unidad de los Montes de Ciudad Real. Efectivamente, la forma topográfica de la superficie culminante de la raña presenta el aspecto de una gran cono detrítico cuyo ápice está dispuesto a la salida del anticlinal desventrado de Abenójar, denominado Portillo de la Carrizosa.

Es muy verosímil que tras la colmatación de la depresión de Abenójar por fanglomerados de rañas, las arroyadas concentradas bajo dinámicas fluvio-torrenciales evacuasen estos materiales hacia la vecina depresión sinclinal de Corral de Calatrava siguiendo el Portillo de la Carrizosa. Estos cursos de agua al alcanzar la estructura sinclinal se desparramarían en forma de abanico o cono, esparciendo los fanglomerados de raña por el piedemonte de las serratas de Navalanguilla y Guindalejo, así como por el interior de la depresión.

Quizás pueda ahora entenderse por qué los fanglomerados de raña situados en el piedemonte de la Sierra de Navalanguilla tienen contornos o bordes tan desmochados y casi romos, alcanzando valores medios de desgaste de hasta 270. La explicación es sumamente sencilla si interpretamos que las rañas de Corral no son depósitos de ladera que provienen de la inmediata vertiente de Navalanguilla, sino que corresponden a sedimentos aluviales autóctonos que procedentes de la depresión de Abenójar han llegado a la de Corral, tras ser transportados por dinámicas fluvio-torrenciales.

En la morfogénesis de estos glaciares de rañas es improbable la participación de la actividad tectónica, puesto que no existen evidencias que permitan sospechar tal actuación en orden a que los materiales no constituyen más que recubrimientos peliculares de escaso espesor y sus fracciones no acusan calibres excesivamente elevados. Debemos convenir que es realmente difícil y aventurado demostrar la intervención de fenómenos tectónicos pues ni siquiera los autores que la incorporan en sus interpretaciones explican con detalle su comportamiento (MOLINA, 1975).

No obstante, al analizar la articulación espacial de los manantiales y su relación con la estructura tectónica regional comprobamos como las alineaciones

ciones tectónicas deducidas a partir de los manantiales termales definen una figura pentagonal en torno a Ciudad Real capital, coincidente con una clara topografía deprimida cuyas características geofísicas (adelgazamiento de la corteza continental, disminución de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas P, anomalías negativas de Bouguer y actividad volcánica) parecen más bien propias de una fosa tectónica de un rift continental. Además la depresión sinclinal de Corral está limitada en su borde meridional por el contrafuerte de la Sierra de Navalenguilla y de los Hervideros, a cuyo pie hemos deducido merced a la disposición de los hervideros termales una alineación tectónica que alcanza 32 km desde Villar hasta Bolaños y que Antón Pacheco (1980) prolonga 25 km más hacia el O a partir de la interpretación de imágenes de satélite landsat.

Por consiguiente, no puede descartarse categóricamente que el desnivel de aproximadamente 200 m entre las alineaciones de los flancos de los domos de Abenójar y Tirteafuera y la subcuenca de Corral se deba sólo a la concordancia de la topografía con la disposición conforme de las morfoestructuras plegadas hercínicas en anticlinal y sinclinal, sino a que además se halle tectónicamente hundida respecto a los relieves circundantes.

Nada más lejos de nuestro ánimo pretender con ello establecer un vínculo entre la morfogénesis de la raña y las dislocaciones o reajustes distensivos acontecidos en esta comarca, señalados ya por Molina (1975) al asociar las rañas con levantamientos póstumos alpinos o más recientemente al precisarse que los reajustes correspondientes a la fase iberomanchega 2 preceden a la instalación de la raña (IGME, 1988).

Es evidente si tenemos en cuenta el volumen modesto de las formaciones fanglomeráticas y los pequeños calibres de las fracciones que la formación de la raña puede explicarse aduciendo exclusivamente argumentos climáticos, sin necesidad de esgrimir fenómenos tectónicos. En efecto, todos los especialistas que han analizado los depósitos de raña están de acuerdo en que su morfogénesis, a parte de la posible intervención de fenómenos tectónicos locales, tiene lugar como consecuencia de una crisis climática en la que se pasa de unas condiciones más o menos biostáticas (templadas o cálido húmedas) a otras cada vez más semiáridas bien sean éstas frías (VAUDOUR, 1979 y MUÑOZ JIMENEZ, 1975 y 1986) o cálidas, en las que se produce una situación de rexistasia generalizada.

En concreto, las circunstancias paleoclimáticas que concurren en los Montes de Toledo y en los más próximos de Montes de Ciudad Real (MUÑOZ JIMENEZ y ASENSIO AMOR, 1975; MUÑOZ JIMENEZ, 1976; GARCIA RAYEGO y MUÑOZ JIMENEZ, 1986; MUÑOZ JIMENEZ, 1986) reflejan un ambiente semiárido y frío que afecta genéricamente a los crestones de cuar-

cita armoricana que coronan las sierras paleozoicas. Bajo este rigor climático la liberación misma de derrubios cuarcíticos responde a procesos de gelifracción favorecida además por la fracturación y el diaclasamiento intenso de los materiales y una altitud relativamente elevada de los relieves montañosos de los Montes de Toledo (próximo a 1.400 m) y de los Montes de Ciudad Real (en torno a 1.000 m). Posteriormente estos derrubios serían evacuados y arrastrados por arroyadas elementales difusas.

Cabe pues pensar que estos mismos factores acontecieron en los relieves serranos del área meridional de los Montes de Ciudad Real, nos referimos concretamente al domo de Abenójar, y del Campo de Calatrava, cuyas altitudes aunque un poco más atenuadas se sitúan en torno a 850-900 m en ambas zonas.

Sin embargo, los depósitos de raña no se hallan en las subcuencas terciarias que componen la comarca del Campo de Calatrava, a excepción de la del Corral en la que además no tiene lugar su morfogénesis. Podríamos pensar en principio que en ella no se han generado adecuadamente las condiciones morfoclimáticas para su formación pero las diferencias altitudinales entre las serratas de Montes de Ciudad Real y del Campo de Calatrava no son tan acentuadas como para justificar la nulidad de los mecanismos periglaciares reseñados. Máxime si tenemos en cuenta que la roca madre a partir de la cual se constituyen los fanglomerados es la misma, a saber, cuarcita armoricana y además no presentan diferencias litoestructurales o litotectónicas que pudieran explicar la menor efectividad de la gelifracción. Asimismo es difícil persuadirse de que en esta comarca se han generado dichas formaciones y el desmantelamiento ha sido tal que no se conserva resto alguno que atestigüe tal acontecimiento, cuando precisamente en la depresión de Corral drenada por los principales cursos fluviales como el Guadiana y el Jabalón se conservan aún depósitos y formas a pesar de la intensa acción erosiva.

Resultaría más contradictorio todavía que las condiciones morfoclimáticas imperantes en los Montes de Ciudad Real, a los que tan sólo les separa 20 km de distancia, no se dieran en el Campo de Calatrava o estuvieran tan atenuadas en esta zona que no desencadenaran la morfogénesis de rañas.

Las mismas paradojas se plantean si consideramos que los procesos morfoclimáticos que originan las rañas están relacionados con ambientes paleoclimáticos cálidos, puesto que en las subcuencas terciarias no hay evidencias o registros de tales formaciones ni tampoco huellas de incisión o de desmantelamiento sobre los materiales previamente alterados.

Así pues, estas incertidumbres, por extraño que pueda parecer, nos conducen a plantear la posibilidad de que la crisis rexistática que tuvo lugar en

los Montes de Toledo y de Ciudad Real, a menos de 30 km, no aconteciera en la comarca calatraveña o fuese de tan escasa intensidad y duración que no dejara ningún testimonio morfológico y sedimentario.

La única argumentación verosímil en este sentido tal vez se deduzca de la evolución morfoclimática experimentada por las subcuencas, desde su apertura hasta el establecimiento de la raña en la de Corral.

Con anterioridad a la deposición de la fracción detrítica basal grosera o conglomerática las condiciones paleoclimáticas imperantes -de equilibrio claramente biostático- favorecieron en torno al Mioceno medio-superior la alteración intensa del sustrato pizarroso paleozoico originando un importante manto de alteración. La sedimentación neógena que comienza en el Mioceno superior-Plioceno inferior, simultáneamente a la EVI de tipo freato-magmático, se desarrolla en un ambiente morfogenético semiárido y de escasa fitoestabilidad de las vertientes que desencadenan el desarrollo de mecanismos fluviotorrenciales y torrenciales, que depositan fracciones detríticas groseras al tiempo que desmantelan y erosionan los mantos de alteración de las pizarras sericíticas prepliocenas.

Estas inclemencias se hacen progresivamente más moderadas culminando en un período de mayor estabilidad bioclimática (templado-húmedo) en el que predominan acciones morfodinámicas fluviales y fluvioacustres que sedimentan las fracciones finas de la F.D.B y colmatan la serie terciaria con las calizas lacustres del rusciniense (Plioceno inferior). Este ambiente de biostasia probablemente se mantuviera en el transcurso del Plioceno inferior al superior, teniendo lugar una alteración intensa de los materiales depositados en el centro y borde de las subcuencas. En efecto, los abanicos aluviales depositados en la Sierra de la Zarza y de los Hervideros en el Plioceno inferior experimentaron un riguroso proceso de edafogénesis materializándose en la formación de paleosuelos rojos fersialíticos, que revelan durante el Plioceno superior un ambiente paleoclimático templado-húmedo cada vez más contrastado, esto es, de carácter mediterráneo acentuado.

El paleosuelo rojo fersialítico del Chorrillo cuya formación tuvo lugar a lo largo del Plioceno superior sólo se halla incidido por coluviones cuarcíticos que modelan un glacis a +20 m sobre el cauce del Jabalón (Pleistoceno inferior). Si tenemos en cuenta que el espesor de este paleosuelo es de unos 6 m, lo que requiere un largo período de tiempo bajo condiciones de biostasia, cabe inferir que la crisis climática de ambiente semiárido no se llega a producir de forma eficaz entre el Plioceno superior y comienzos del Pleistoceno. Por contra, el espesor y la conservación casi íntegra del perfil del paleosuelo rojo testimonian que las condiciones de biostasia bajo ambiente

mediterráneo contrastado pudieran haberse prolongado desde finales del Plioceno inferior hasta el Villafranquiense superior, sin que derivara a unas características rexistásicas.

Por último, los depósitos de raña presentan una peculiaridad que no había sido observada cual es que sus componentes detríticos se hallan soldados y compactados por cemento ferruginoso configurando una auténtica costra conglomerática. Se trata de encostramientos de escasa extensión superficial localizados en tres áreas concretas: en Manoterías (a escasos metros al ENE de la villa de Corral), Hoya de Lobos (a 1 km al sur de Corral) y Quintería de Hierro (5 km al O de la localidad susodicha).

Desde el punto de vista mineralógico estas rañas encostradas están constituidas mayoritariamente por cuarzo, elemento que configura el esqueleto, y oxihidróxidos de hierro que componen el cemento que sueldan las fracciones fanglomeráticas.

En la Quintería de Hierro los fanglomerados subredondeados no presentan ninguna alteración, esto es, rubefacción en aureola o córtex ferruginoso en su interior ni tampoco procesos de arenización, etc. Las cuarcitas armoricanas se hallan completamente sanas y compactadas por cemento ferruginoso de color rojizo. El componente mineral mayoritario es el cuarzo (88%) con una refracción intensa a $26,6^\circ$ y $d= 3,34 \text{ \AA}$, mientras que el cemento propiamente dicho está formado exclusivamente por oxihidróxidos de hierro cristalizado como hematites (con una primera refracción a $24,2^\circ$ y $d= 3,68 \text{ \AA}$ a una intensidad del 35% y otra más destacada a $33,2^\circ$ y $d= 2,69 \text{ \AA}$) que representa un 7%, seguido de goethita (con una refracción máxima a $21,2^\circ$ y $d= 4,18 \text{ \AA}$) que configura un pico muy exiguo que supone sólo un 5% aproximadamente (Apénd. XV).

El proceso de encostramiento ferruginoso en este glacis de raña se inicia con posterioridad a la irrupción y deposición de los fanglomerados procedentes de la depresión de Abenójar, lo cual debió ocurrir del Villafranquiense medio al superior, antes de iniciarse la organización de la red fluvial cuaternaria y su incisión sobre aquéllos. Así pues, la cementación no es sincrónica o correlativa a la deposición de los fanglomerados de raña, puesto que afecta a formas correlativas del dismantelamiento de la raña como es el caso de la segunda generación de conos de deyección de Navalonguilla.

Por consiguiente, podemos argüir que el encostramiento de las rañas y del cono de deyección de la segunda generación de Navalonguilla se origina con el proceso de dismantelamiento y de incisión de los glacis de raña a partir del Cuaternario, concretamente en torno al Pleistoceno medio a superior.

El aporte del cemento ferruginoso debemos atribuirlo a arroyadas concentradas que provenientes de la Sierra de Navalonguilla (arroyo de la Nava) desagüan al río Guadiana, pues al tiempo que inciden y desmantelan el glacis de piedemonte de la raña transportan en disolución oxihidróxidos de hierro que se depositan con los materiales retomados de la raña, cementando así los fanglomerados de raña y los materiales que configuran el cono de deyección. El endurecimiento y compactación de las formaciones mencionadas hasta alcanzar el aspecto de una costra conglomerática se adquiere a partir de la recristalización y oxidación de los minerales ferruginosos en condiciones paleoclimáticas contrastadas propias más bien de un mediterráneo acentuado.

En conclusión, el glacis de raña situado en la Quintería de Hierro se halla cementado por oxihidróxidos de hierro procedentes del arroyo de la Nava, por lo que su encostramiento está íntimamente asociado a la morfogénesis de la segunda generación de conos o abanicos de esta subcuenca, cuya edad puede atribuirse al Pleistoceno medio o superior.

En la Hoya de Lobos, a 5 km al O de la raña encostrada de Quintería de Hierro, los fanglomerados no presentan tampoco ninguna alteración bien en forma de rubefacción o de arenización. No obstante, sus fracciones detríticas se hallan muy compactadas y endurecidas merced al cemento ferruginoso rojizo constituido básicamente por oxihidróxido de hierro y manganeso. En realidad, hay predominio del cuarzo pues constituye el esqueleto de la formación, seguido de hematites (con una incipiente refracción a $24,18^\circ$ y $d=3,68 \text{ \AA}$ y más representativa a $33,2^\circ$ y $d=2,69 \text{ \AA}$). También hay constancia aunque de menor cuantía de manganosita, esto es, de óxido de manganeso (pequeña refracción a $34,9^\circ$ y $d=2,57 \text{ \AA}$ y un poco más abultada a $40,82^\circ$ y $d=2,22 \text{ \AA}$) y de goethita (con una pequeña refracción a $21,2^\circ$ y $d=4,18 \text{ \AA}$) (Apénd. XVI).

Así pues, los minerales que componen el cemento que suelda los fanglomerados de raña son prácticamente similares a los de la Quintería de Hierro, pero con menos proporción de cuarzo (75%) y mayor de oxihidróxidos de hierro especialmente de hematites (16%) y con presencia de manganosita (6%).

El encostramiento de este pequeño sector del glacis de piedemonte se realiza después de iniciado el desmantelamiento, así como la zapa que el arroyo de la Serna labra entre la ladera de Navalonguilla y los depósitos de raña situados a su repié. Parece, pues, que el aporte de los oxihidróxidos de hierro no puede provenir de las arroyadas de la ladera, por lo que más bien debemos relacionarlo con encharcamientos estacionales que se generarían en la superficie culminante plana de estas rañas. De este modo tendría lugar

la formación de un freático somero sometido a las variaciones hídricas estacionales propias de un ambiente contrastado, durante el cual precipitarían los componentes minerales ferruginosos.

Las mismas condiciones son las que rigen en el encostramiento de las rañas de Manoteras, apófisis meridional de la mesa detrítica de Carrascales, en el que evidentemente no hay posibilidad de intervención de aportes laterales de arroyadas que hayan lixiviado y depositado componentes ferruginosos.

Como las otras dos costras de raña se componen de fanglomerados de cuarcita armoricana sin ningún síntoma de alteración y con recubrimientos de un exiguo cemento rojizo ferruginoso que suelda y compacta las fracciones detríticas. El cemento ferruginoso está constituido exclusivamente de hidróxido de hierro en forma de goethita, el cual apenas representa un 3% (Apénd. XVII). Nos encontramos pues ante un encostramiento, poco consistente y formado por escasa goethita, cuya génesis interpretamos a partir de la oscilación temporal de un freático somero en el que apenas hay precipitación de minerales ferruginosos y tampoco procesos de recristalización y oxidación de cierta envergadura que den lugar a una costra muy compacta.

Si hacemos balance de las formas y formaciones encostradas por cemento ferruginoso constatamos claramente que desde el Plioceno inferior hasta el Pleistoceno inferior-medio se han dado de manera continuada condiciones paleoclimáticas adecuadas para la liberación de oxihidróxidos de hierro, así como para su deposición y compactación; en definitiva, para la morfogénesis de encostramientos ferruginosos.

Desde abanicos aluviales pliocenos, materiales de proyección aérea y coladas lávicas, así como paleosuelos rojos ferruginosos, glaciares coluviales pleistocenos, depósitos de rañas alóctonos y conos de deyección se hallan compactados por abundante cemento ferruginoso conformando auténticas costras brechoides y conglomeráticas. La variedad de formas y formaciones afectadas correspondientes a edades tan dispares que oscilan desde el Plioceno inferior hasta el Pleistoceno inferior y medio, nos hacen intuir que previsiblemente las condiciones climáticas imperantes en el período de transición del Villafranquiense al Cuaternario no han sido las adecuadas en esta comarca para la morfogénesis de rañas. Por contra, debemos añadir, ateniéndonos al vigor y continuidad de los procesos de encostramiento ferruginoso, que más bien la estabilidad bioclimática ha sido la tónica general, lo cual explica el desarrollo y alcance morfológico de las costras ferruginosas. Por ello nos cuestionamos si realmente la crisis rexistásica (de carácter frío o periglacial) tuvo lugar de modo efectivo en el Campo de Calatrava del Villafranquiense medio al superior o si por el contrario las condiciones de

biostasia han estado vigentes ininterrumpidamente desde el Plioceno inferior hasta el Cuaternario, configurando costras ferruginosas que no tienen parangón en ninguna de las comarcas cercanas.

Otra de las singularidades que habría que evaluar al intentar explicar estos interrogantes sería en qué medida ha podido intervenir la EV3, la cual se origina precisamente en el Villafranquiense inferior-medio, a saber, antes de la puesta en marcha de las condiciones morfoclimáticas que originan la raña.

Ante la magnitud de tales enigmas sólo podemos constatar la evidencia, es decir, que los depósitos de raña en la comarca del Campo de Calatrava no constituyen un elemento de entidad morfológica comparable al que ocupan en los Montes de Ciudad Real y menos aún al de los Montes de Toledo.

2. ALINEACION DE LA SIERRA DE MEDIAS LUNAS: ABANICOS ALUVIALES, GLACIS DE ACUMULACION, TERRAZAS FLUVIALES, COLUVIONES Y NIVELES DE ACUMULACION FLUVIAL.

La Sierra de Medias Lunas constituye una alineación serrana bien definida debido al resalte y buzamiento acentuado de los microconglomerados cuarcíticos del Tremadoc y en especial de las resistentes cuarcitas armoricanas, que se extiende de O a E a lo largo de 15 km desde la finca de Colodrilla (situada en el extremo septentrional del término municipal de Pozuelos de Calatrava) hasta Valverde. El apelativo de Medias Lunas responde precisamente a que su disposición espacial adopta dicha forma, presentando así direcciones contrapuestas en sus extremos. En efecto, mientras que el borde occidental cuenta con dirección NO-SE el oriental pasa a tener NE-SO, configurando en sus márgenes encorvaduras acentuadas.

La Sierra de Medias Lunas se compone, en realidad, de tres amplios crestones modelados por erosión diferencial en el flanco meridional del braquianticlinal de Ciudad Real.

El primer crestón está labrado sobre microconglomerados cuarcíticos del Tremadoc perfilando un cordel serrano que desde Alcolea de Calatrava se comba pasando de dirección NO-SE en los Cerros de las Loberas a SO-NE en Zahurdones. Este cordal de crestones de la Sierra de Medias Lunas tiene una altitud modesta que oscila en la cumbre de las Loberas en torno a 760 y en la de Zahurdones sobre 720 m, alcanzando su cota más alta en Peñarroya (814 m). No obstante, constituye éste un relieve postizo, esto es, un edificio volcánico que se superpone a las crestas de microconglomerados en el tramo intermedio que separa el Cerro de las Loberas y Zahurdones. En definitiva,

el primer cordel de la Sierra de Medias Lunas es una crestería labrada sobre microconglomerados cuarcíticos del Tremadoc, la cual conforma el primer flanco meridional del domo de Ciudad Real.

El segundo cordel, reconocido por Medias Lunas, se compone de crestas vigorosas modeladas por erosión diferencial en los potentes bancos de cuarcita armoricana, en los que se observan estructuras falladas que desdoblan las barras cuarcíticas originando una tercera serrata llamada Umbría de la Sala. Por consiguiente, la alineación cuarcítica de la Sierra de Medias Lunas presenta una morfoestructura en peldaños donde se distinguen tres líneas de crestas, de las que Medias Lunas es la más vigorosa y significativa dando nombre a todo el conjunto.

Del ámbito de la alineación nos interesa sobre todo el cordal de Medias Lunas propiamente dicho, esto es, el constituido por crestones de cuarcita armoricana en especial su ladera meridional, por cuanto en ella se han modelado formas cuyos materiales se hallan afectados por encostramientos ferruginosos. Por contra, en su vertiente septentrional como en aquellas otras de los cordales restantes apenas hay testimonios de tales fenómenos.

Con anterioridad, Eloy Molina (1975) había señalado la existencia de afloramientos de corazas ferralíticas de gran extensión localizados al pie del cordal de Medias Lunas, los cuales aparecen representados en su cartografía como una enorme mácula que flanqueando dicha serrata se prolonga casi de forma continua, interrumpida tan sólo por coladas lávicas, desde la finca de Colodrilla hasta la de Fuentillejo.

Como es sabido según su interpretación estas corazas (constituidas por abundante material detrítico compuesto por cuarcitas y pizarras) se originan a partir de la alteración química del sustrato paleozoico bajo condiciones morfogenéticas tropicales imperantes durante el período comprendido entre el Eoceno inferior y el Mioceno inferior. Asimismo estas corazas fosilizan una superficie erosiva labrada sobre los materiales paleozoicos, al tiempo que constituyen la base de la serie sedimentaria terciaria pues sobre ellas reposan las calizas y margas del neógeno.

Por consiguiente, las corazas que recubren el piedemonte de Medias Lunas representan una fase de alteración química del sustrato bajo condiciones morfoclimáticas tropicales. No obstante, la presencia abundante de fragmentos detríticos amalgamados por dichas corazas indican presumiblemente la actuación de otros procesos de meteorización y de mecanismos de transporte asociados al modelado de las vertientes donde se sitúan.

Posteriormente, en el MAGNA de la hoja nº 784 a 1:50.000 se vuelve a cartografiar, siguiendo la interpretación dada por Eloy Molina, una mancha

acentuada de coraza ferruginosa adosada al cordal de Medias Lunas, aunque en esta ocasión sin las magnitudes representadas anteriormente. Por otro lado, se apunta de forma muy tímida el modelado de pequeños glaciares de acumulación que tapizan la ladera, sin que en ningún caso se relacione la morfogénesis de ambas formaciones. En definitiva, los autores de la memoria del MAGNA de la hoja nº 784 de Ciudad Real se decantan por interpretar a tales depósitos cementados por óxidos de hierro como auténticas corazas resultantes de una alteración química en condiciones paleoclimáticas tropicales durante la transición del Oligoceno superior al Mioceno inferior (IGME, 1988).

Por contra, las observaciones de campo y los análisis mineralógicos efectuados en los afloramientos de tales “corazas ferralíticas” inducen a señalar que dichas formaciones no corresponden a corazas o ferralitas propiamente dichas, esto es, resultantes de una alteración química bajo condiciones paleoclimáticas tropicales, sino a depósitos detríticos correlativos de diversas formas de modelado labradas en la vertiente de mediodía de Medias Lunas e incluso en la misma vega del río Guadiana, tan sólo compactados y soldados por minerales ferruginosos. Se trata, en definitiva, de costras ferruginosas generadas a partir de la cementación de los componentes detríticos de abanicos aluviales pliocenos, de glaciares de acumulación y coluviones que tapizan la Sierra de Medias Lunas e incluso de terrazas fluviales del río Guadiana.

En concreto, mediante el análisis morfológico hemos podido identificar que buena parte de las costras ferruginosas extendidas por el piedemonte de Medias Lunas corresponden a cuatro niveles de glaciares de acumulación (G4, G3, G2 y G1) dispuestos en la ladera meridional de dicho cordal cuarcítico, teniendo como nivel de base otras tantas generaciones de depósitos fluviales del río Guadiana, de los cuales tres están también afectados por procesos de encostramiento ferruginoso, es decir, constituyen costras ferruginosas aluviales.

Estos glaciares que regularizan la vertiente de Medias Lunas, enlazando las crestas de cuarcita con el valle del río Guadiana, se extienden principalmente por el borde occidental y central del cordal, a saber, entre las quinterías de Colodrilla y del Castillo de Herrera y entre la de Coello y Fuentillejo, cubriendo una extensión longitudinal de unos 7 km.

En el borde occidental de Medias Lunas, cerca de Colodrilla, se distinguen perfectamente en el recuesto tres superficies ligeramente inclinadas asemejanza de rampas que regularizan la ladera. Parece tratarse de un modelado típico de glaciares cuyas pendientes poco marcadas (en torno a 5° o 6°)

están definidas por depósitos detríticos heterométricos y subangulosos de naturaleza cuarcítica, envueltos en una matriz arcillosa rojiza rica en minerales ferruginosos. Estamos, por tanto, previsiblemente ante tres generaciones de glaciares de acumulación (G4, G3 y G2) que presentan además la peculiaridad de hallarse encajados de forma escalonada (Fig. 107)

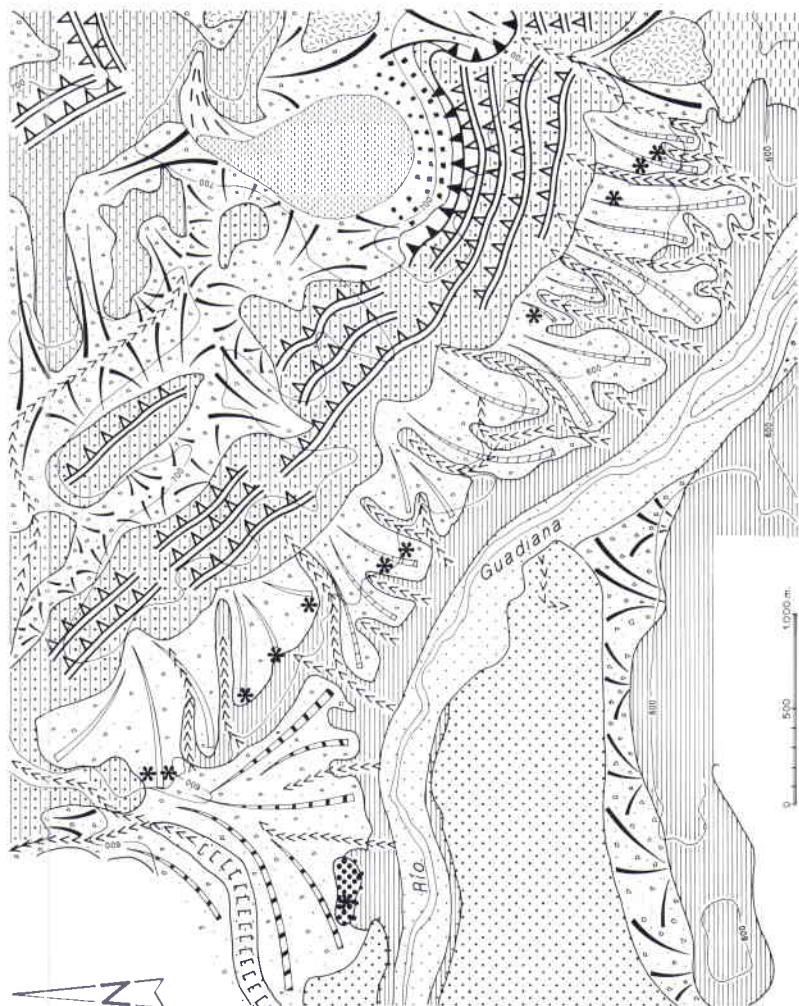
El cuarto nivel de glaciares de acumulación (G4) adosado al extremo de poniente de la serrata, desciende desde la base de los dorsos de las crestas situadas a 700-680 m hasta las últimas edificaciones de la quintería de Colodrilla a 590-580 aproximadamente, alcanzando apenas una longitud de 750 m (Fig. 108). La cobertera de la rampa se compone primordialmente de bloques y cantos grandes de cuarcita y en menor medida de cuarzo con bordes subangulosos y muy angulosos acordes con el escaso transporte que han experimentado, empastados en una matriz arcillosa con abundante hierro.

No obstante, la singularidad morfológica que caracteriza a este glaciar (G4) reside en su terminación en un frente muy acentuado y extenso a modo de cornisa o visera, constituido por fracciones cuarcíticas soldadas por abundante cemento ferruginoso. El aspecto de este cejo es el de un conglomerado muy compactado de tipo brechoide en el que los fragmentos no ofrecen ninguna señal de alteración.

Este nivel de glaciares se halla diseccionado por tres arroyos consecuentes procedentes de la cumbre que han conseguido entallar pequeños barrancos en V de 5 a 15 m de profundidad en los sedimentos pedregrosos del glaciar y en los materiales pizarrosos del sustrato. Así pues, el último retoque incisivo correspondiente al holoceno ha dejado al descubierto parte de las formaciones cementadas permitiéndonos atestiguar que alcanzan un espesor aproximado de unos 5 m.

Todo parece vislumbrar que se trata de una costra ferruginosa muy resistente formada simplemente por abundantes cantos y bloques angulosos de cuarcita armoricana trabados tan sólo por oxihidróxidos de hierro. El resultado es una formación detrítica muy compacta en su frente distal que determina un talud relativamente escarpado y colgado de 40 a 50 m respecto al cauce del Guadiana.

Los análisis mineralógicos confirman la veracidad de la observación morfológica pues los componentes se reducen básicamente a cuarzo e hidróxido de hierro, con ausencia total de sesquióxidos de aluminio y caolinita que pudieran indicar la intervención de procesos de alteración química. En efecto, el componente mayoritario es el cuarzo (80%) con una primera refracción a $20,82^\circ$ y $d= 4,26 \text{ \AA}$ y otra muy intensa a $26,6^\circ$ y $d= 3,34 \text{ \AA}$. Los otros elementos que acompañan al cuarzo y actúan a fuer de cemento son



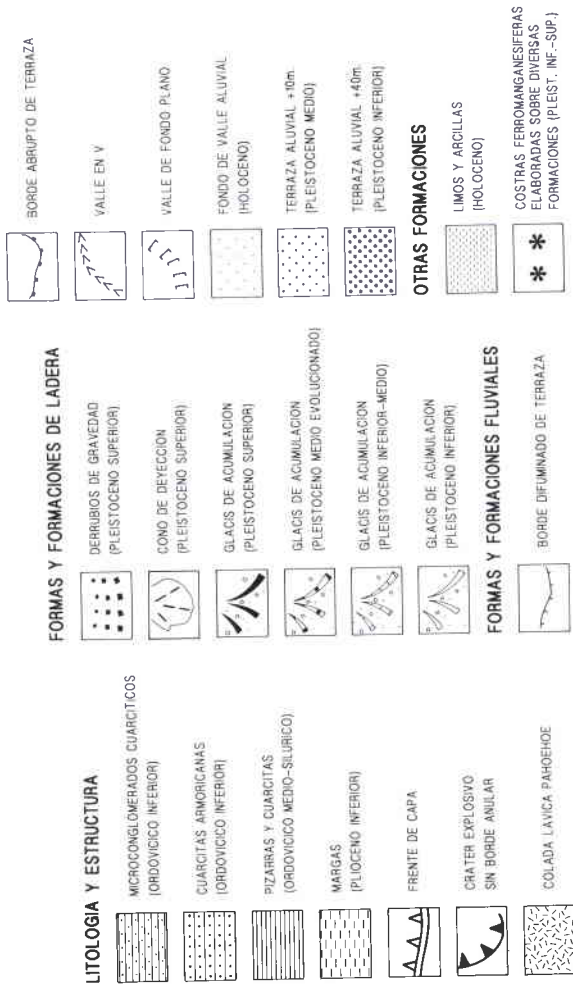


Fig. 107. Esquema geomorfológico del sector occidental de la Sierra de Medias Lunas.

minerales ferruginosos, concretamente oxihidróxidos cristalizados como hematites y goethita. El primero es el predominante con un porcentaje relativo del 12% que se manifiesta en una primera refracción significativa a $24,2^\circ$ y $d= 3,68 \text{ \AA}$ y otra ya más marcada a $33,2^\circ$ y $d= 2,69 \text{ \AA}$. La goethita ocupa un lugar secundario como se refleja claramente en su pequeña refracción a $21,2^\circ$ y $d= 4,18 \text{ \AA}$ (Apénd. XVIII). Así pues, el cemento que suelda las fracciones detríticas del glacis se compone únicamente de oxihidróxidos de hierro fundamentalmente de hematites, lo cual parece que está en estrecha relación con la antigüedad del depósito, toda vez que la hematites se origina tras un largo proceso de madurez a partir de la deshidratación lenta de la goethita (SCHWERTMANN 1974).

Por esta razón, Fölster et al. (1971) y Schwertman (1974) señalan que la goethita es el mineral ferruginoso predominante en las costras de edad más reciente y la hematites en las antiguas.

Al mismo tiempo durante las jornadas de trabajo que efectuamos en este nivel de glacis pudimos comprobar, que las fracciones detríticas de la superficie del glacis se continúan sin ningún tipo de discontinuidad o de ruptura de pendiente hasta el borde distal donde se hallan fuertemente amalgamadas. En efecto, los materiales detríticos sueltos de la cabecera del glacis y los cementados que se sitúan en el borde frontal son los mismos sedimentos que configuran el cuarto nivel de glacis de acumulación.

Las fracciones trabadas por oxihidróxidos de hierro no están desligadas del glacis de acumulación y por tanto no podemos considerar que se traten de dos formaciones distintas, pues los materiales detríticos ni fosilizan costras ni engloban bloques cementados que pudieran hacernos sospechar que hubiesen sido retomados de antiguas costras residuales. Tampoco se observan retazos aislados de encostramientos que afloren y destaquen topográficamente respecto a la superficie del glacis.

En realidad, la explicación es tan sencilla y evidente como que el borde frontal del glacis es quien cuenta con todos sus bloques y cantos consolidados y compactados, tratándose pues de un glacis de acumulación encostrado por cemento ferruginoso, a saber, una costra de glacis de acumulación (Fig. 109).

Otra característica del cuarto nivel de glacis (G4) es que se halla colgado alrededor de 40-50 m respecto al valle del Guadiana, siendo probablemente su nivel de base la terraza aluvial +40 m situada a sólo 1 km de distancia, a una altitud de 580 m. Cabe pues interpretar que la elaboración de este glacis tuviese lugar en los albores del Pleistoceno inferior, a lo largo de un período de crisis climática en la que la escasa fitoestabilidad de la vertiente facilitó



Fig. 108. Vista general del cuarto nivel de glacis de acumulación afectado por encostramiento ferruginoso (Sector occidental de Medias Lunas).



Fig. 109. Vista parcial de la costra ferruginosa del frente del cuarto nivel de glacis de acumulación (Sector occidental de Medias Lunas).

el desarrollo eficaz e intenso de mecanismos de arroyada laminar y difusa modelando finalmente dicho glacis de acumulación.

La morfogénesis del encostramiento del glacis de acumulación se inicia a partir de la lixiviación de las aguas de arroyada del hierro contenido en los niveles de microconglomerados y cuarcitas del Tremadoc y del Arenig y especialmente de las pizarras y areniscas ferruginosas del Llanvin-Llandeilo que conforman el sustrato sobre el que se modela el glacis. Esta acción de lixiviación es posible merced a que el hierro es un elemento químico que se individualiza y moviliza con suma facilidad (MAGNIEN, 1956 y 1958), máxime cuando la disolución se ve reforzada por el contenido de anhídrido carbónico y ácidos orgánicos que las aguas incorporan del suelo antes de desplazarse ladera abajo (SEGALEN, 1966).

Se trata, pues, de un proceso de lixiviación oblicua en el que las aguas realizan un lavado de los óxidos situados en las partes altas y los transportan ladera abajo hasta que cesa el equilibrio físico-químico y tiene lugar la precipitación de tales solutos ferruginosos. Para ello es necesario que se produzca una pérdida de anhídrido carbónico o bien una agitación de las aguas que redunde en la oxigenación y oxidación de las sustancias disueltas. Esto es lo que acontece precisamente al pie de la vertiente de Medias Lunas al desprenderse parte del gas carbónico y oxigenarse las aguas, causando la precipitación de los oxihidróxidos de hierro en el tramo frontal del glacis de acumulación.

Al mismo tiempo, los materiales detríticos y las arcillas favorecen la fijación de los oxihidróxidos de hierro debido a la fuerte atracción que la sílice (electronegativa) ejerce sobre el hierro (electropositivo) (TRICART y CAILLEUX, 1965). Finalmente bajo condiciones paleoclimáticas caracterizadas por períodos secos muy marcados se lleva a cabo una intensa evaporación que facilita la deshidratación del cemento ferruginoso y su endurecimiento a través de la transformación de la goethita en hematites (SCHWERTMANN, 1974; TRICART y CAILLEUX, 1965; TRICART, 1981 y DUCHAUFOR, 1984).

Así pues, la formación de estas costras de glacis detríticos se debe simplemente a un mecanismo de acumulación absoluta basado en el acopio de oxihidróxidos de hierro mediante aportes laterales de aguas cargadas en dichas sustancias procedentes de áreas muy alejadas (D'HOORE, 1974). Tal génesis limita los componentes minerales a aquéllos suficientemente solubles y móviles como para ser desplazados por las arroyadas. Por esta razón se explica que el cemento de las costras de acumulación absoluta o alóctonas como prefieren denominarlas Tricart y Cailleux (1965) esté constituido

exclusivamente por oxihidróxidos de hierro en forma de goethita y hematites, careciendo por completo de aluminio.

Por tanto, estas costras son resultado de fenómenos de coluvionamiento o aluvionamiento químico, esto es, se elaboran mediante "... mecanismos de acumulación química y resultan de la llegada de hidróxidos de hierro y manganeso a un medio donde no pueden permanecer en disolución. Se desarrollan en las regiones bajas sea en forma coluvial al pie de las vertientes o aluvial en las planas de inundación de los cursos de agua y en los fondos bajos" (TRICART y CAILLEUX, 1965, pp. 213-214).

En definitiva, el modelado del cuarto nivel de glaciares de acumulación y el encostramiento ferruginoso de sus depósitos podemos interpretarlos como correspondientes al mismo período de crisis climática ocurrido en el Pleistoceno inferior, en condiciones posiblemente de tipo mediterráneo muy extremado o por lo menos más cálido y con presencia de estaciones de fuerte evaporación que aseguran la precipitación, acumulación y endurecimiento de los materiales ferruginosos que conforman el cemento de dichas costras.

Por otro lado, la terraza aluvial +40 m localizada a 3 km al N de la villa de Pozuelos de Calatrava, concretamente en las primeras curvas que la carretera describe una vez cruzado el llamado Puente Nuevo que salva el río Guadiana, se halla también completamente soldada y compactada merced a cemento ferruginoso de color rojizo, originando en esta ocasión una costra aluvial. Desde el punto de vista litológico el depósito se caracteriza por el predominio de bloques (de hasta 50 cm de longitud mayor) y cantos grandes y medianos de cuarcita con morfometrías muy subangulosas, sin que se aprecien materiales volcánicos y calcáreos. La matriz fina se compone de arenas y gravillas cuarcíticas de tonalidad rojiza.

Los minerales que actúan de cemento están formados exclusivamente por oxihidróxidos de hierro, mientras que el esqueleto detrítico se halla constituido por cuarzo. En efecto, el componente predominante es el cuarzo (88%) con una refracción intensa y dominante a $26,6^\circ$ y $d = 3,34 \text{ \AA}$, seguido de hidróxidos de hierro cristalizados como goethita (8%) y de trazas de hematites. De la interpretación del análisis mineralógico se desprende obviamente que se trata de un depósito detrítico rico en cuarzo que no ha experimentado ninguna alteración química, hallándose cementado únicamente por oxihidróxidos de hierro de procedencia alóctona (Apénd. XIX).

La superficie culminante del depósito aluvial en cuestión perfila un rellano topográficamente plano de escasa extensión que sobresale ampliamente de las áreas circundantes al elevarse 40 m sobre la margen derecha del cauce del Guadiana (Fig. 110).



Fig. 110. Terraza aluvial +40 m cementada por oxihidróxido de hierro vista desde el NO.

Quizás se trate de uno de los primeros niveles de aterrazamiento de la cuenca alta del Guadiana. Su génesis se establece a partir de una fase de aluvionamiento acontecida en el Pleistoceno inferior bajo las mismas condiciones rextáticas en las que se modela el cuarto nivel de glaciares de acumulación.

Para comprender el proceso de encostramiento de la terraza +40 m del río Guadiana es fundamental tener en cuenta el predominio litológico de las cuarcitas y la abundancia de bloques y cantos poco desgastados. Pese a no haber podido realizar análisis granulométricos y sedimentológicos de las fracciones por incapacidad de desagregar las partículas, resulta sintomático la ausencia de elementos de naturaleza volcánica o calcárea tan comunes por lo demás en los depósitos fluviales del río Guadiana.

Estas evidencias de campo, sin ser concluyentes, permiten formular como interpretación verosímil que los materiales cuarcíticos corresponden a aportes laterales de la vertiente de Medias Lunas, la cual debido a su escasa fitoestabilidad libera y desaloja un volumen considerable de fragmentos cuarcíticos sobre la margen derecha del cauce del río Guadiana.

Asimismo es razonable considerar que el hierro que cementa el depósito aluvial proviene de la lixiviación oblicua que las aguas de arroyada ejercen

sobre la ladera de Medias Lunas, transportando dichas sustancias en disolución hasta la otrora plana de inundación del río Guadiana. Para ello es imprescindible que la alimentación de hierro sea muy abundante cumpliéndose aquí este requisito merced al contenido elevado de hierro de los materiales paleozoicos de la serrata y a la efectividad de los mecanismos de arroyada. Tampoco puede descartarse la intervención de veneros termales pues se sitúan en sus proximidades las azancas de Colodrilla, no obstante, no hay constancia de minerales característicos de sus remanentes tales como los carbonatos que permitan asegurarlos.

Al mismo tiempo, la plana aluvial +40 m presenta una serie de características intrínsecas que favorecen el encostramiento. Nos referimos a que esta terraza se compone mayoritariamente de fracciones muy groseras que aseguran gracias a su porosidad y permeabilidad un medio excelente de impregnación y fijación de los componentes ferruginosos debido a su aptitud para contener mantos freáticos, así como a la fuerte atracción que la sílice ejerce sobre el hierro y, sobre todo, al facilitar una rápida desecación que conlleva la oxidación y precipitación del hierro. Ahora bien, la efectividad de estos factores está supeditada a su vez al desarrollo de un ambiente climático muy específico en el que rigen condiciones muy contrastadas o estacionales que hagan posible paradójicamente la lixiviación de los minerales ferruginosos y al mismo tiempo su precipitación y endurecimiento.

Este requisito climático parece que se cumple bajo unas connotaciones de tipo mediterráneo muy extremado, que someten a la plana aluvial +40 m a períodos cíclicos de encharcamiento y de desecación, con las consiguientes oscilaciones del manto freático, creándose así las condiciones perfectas para reforzar el endurecimiento de los componentes ferruginosos de la costa aluvial (Fig. 111).

Por debajo del cuarto nivel de glacis de acumulación se halla encajado otra generación de glacis detrítico más generalizada que se extiende desde el lugar situado frente a El Martinete hasta el barranco de Alcolea en las inmediaciones del Castillo de Herrera. Así pues, el tercer nivel de glacis de Medias Lunas alcanza un desarrollo lateral de 4 km. Estas rampas pedregrosas descienden desde la base de los dorsos de las crestas a 640 m hasta los 560 m, donde comienza la plana de inundación del río Guadiana, quedando colgados 20 m respecto al cauce actual (Fig. 112).

Este segundo glacis se encuentra excavado por gran número de arroyos consecuentes que descienden de los crestones del cordal labrando barrancos en forma de V entallados de 15 a 20 m sobre la cobertera del glacis y del sustrato pizarroso. Como resultado de este dismantelamiento el segundo



Fig. 111. Detalle de la costra aluvial +40 m del río Guadiana (Puente Nuevo de C.L. de Pozuelos a Alcolea de Ctrva.).

nivel de glacis se caracteriza por estar seccionado en diversas plataformas completamente individualizadas y alargadas a modo de lenguas, algunas de las cuales debido a la intensa zapa de los arroyos han retrocedido hasta la base misma del cordal de Medias Lunas (Véase fig. 107).

Merced a estos vallejitos, modelados durante el holoceno, se observa que la cobertera del glacis tiene un espesor de 2 a 3 m y está constituida por bloques y cantos de cuarcita angulosa, envueltos en una matriz arcillosa-arenosa de tonalidad marrón rojiza. Estos materiales descansan discordantes sobre pizarras ferruginosas de tonalidad grisácea y violácea muy desmenuzadas y deleznales que alcanzan una potencia de unos 20 m.

Este tercer nivel presenta también fenómenos de encostramiento ferruginoso localizados no en el frente del glacis, sino en la misma cabecera. Esto explica que la acción erosiva haya sido más efectiva desmantelando los frentes de las rampas hasta hacerlas retornar hasta el pie del cordal.

En función de la distribución de las costras puede inferirse que las cementaciones son más puntuales y atenuadas, no obstante, tampoco podemos descartar que las áreas afectadas fueran más extensas toda vez que las laderas se hallan roturadas para su puesta en cultivo. En efecto, el aprovechamiento agrícola de estas vertientes de Medias Lunas ha exigido una decantación y desmantelamiento de los fragmentos detríticos y más aún de los soldados, conservándose en ocasiones retazos que corresponden con

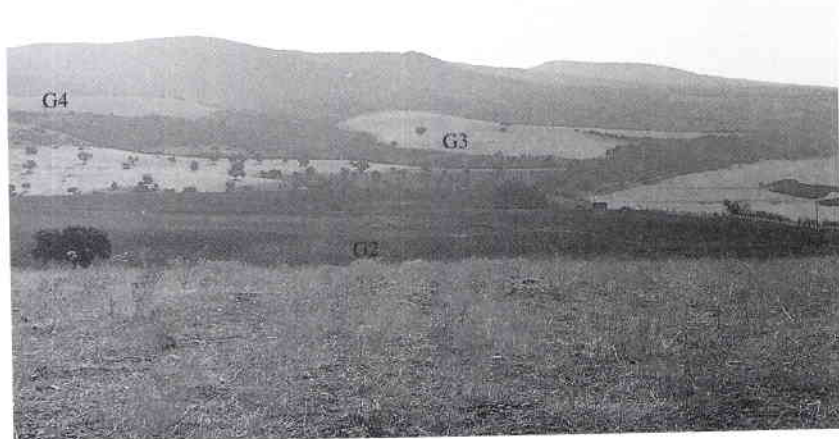


Fig. 112. Vista general de los niveles de glacis de acumulación del sector occidental de Medias Lunas (G4, G3 y G2).

aquellas costras más compactas y duras que las vertederas de los potentes tractores no han sido capaces de arrancar. Al mismo tiempo sobre ellas se apilan todos los bloques y fragmentos de costras sustraídos del glacis conformando grandes majanos que indican al menos que las costras se extendían cubriendo probablemente un área importante de la superficie del glacis.

Bien es cierto que el grado de desmantelamiento y la distribución tan dispersa de las costras señalan que el proceso de encostramiento ha sido más atenuado y que la deposición de los cementos se realiza con suma rapidez en el arranque del glacis.

En las cuatro manchas de costras que se conservan en este glacis predominan los bloques y cantos grandes de cuarcita con formas muy angulosas amalgamados por cemento ferruginoso de color rojizo. Los materiales detríticos de estas costras son, por supuesto, los mismos que definen la superficie del glacis sin que desde un punto de vista morfológico o sedimentológico puedan asociarse a retazos de formas más antiguas, puesto que ni constituyen formas residuales destacadas tales como tesos o arapiles, ni tampoco se hallan fosilizadas o englobadas por los depósitos del glacis. Concluyentemente, no hay evidencias morfológicas que permitan interpretar que estas

costras correspondan a restos de una coraza ferralítica de edad antigua, la cual ha sido desmantelada y retomada por este glacis de acumulación.

Por lo demás mineralógicamente se observa que el componente primordial es el cuarzo con una refracción intensa a $26,6^\circ$ y $d= 3,34 \text{ \AA}$, seguido de goethita con un pico visible a $21,2^\circ$ y $d= 4,18 \text{ \AA}$. Así pues, el esqueleto de la costra está formado por cuarzo (90%) y el cemento ferruginoso se reduce exclusivamente a hidróxido de hierro en forma de goethita (10%) (Apénd. XX).

La elaboración de este tercer glacis, situado a +20 m respecto al talweg del río Guadiana, se efectúa durante una nueva crisis climática en la que la ruptura de la fitoestabilidad de las laderas y la precipitación de lluvias esporádicas e intensas favorecen la actuación de arroyadas que modelan una rampa de acumulación teniendo como nivel de base la plana aluvial +20 m. Este episodio podemos atribuirlo dentro de la cronología relativa al término del Pleistoceno inferior pues las industrias líticas encontradas en esta formación aluvial se asocian a un Preachelense evolucionado (SANTONJA et al., 1973, 1977 y 1979).

El encostramiento del tercer glacis se realiza mediante mecanismos de acumulación absoluta que toman el hierro de los recubrimientos peliculares de los materiales del paleozoico. No obstante, en esta ocasión la estabilidad físico-química de las arroyadas se desequilibra bruscamente provocando la precipitación inmediata del escaso contenido de hierro lixiviado, lo cual impide una acción más efectiva y prolongada del lavado de hierro, así como que éste sea transportado hasta el borde distal del glacis. En cualquier caso, el ambiente climático es muy extremado con estaciones de fuerte evaporación que aseguran la fijación y endurecimiento de tales minerales.

El glacis de acumulación (G2) se sitúa al igual que el G4 en el extremo más occidental de la vertiente encajado respecto al G3 y G4, extendiéndose concretamente en forma de abanico desde la quintería de Colodrilla a 590-580 m hasta la vega del Guadiana a 550 m, esto es, 10 m sobre el cauce actual. Este glacis de acumulación (G2), a diferencia de los otros, apenas ha sido retocado por la incisión holocena con dos pequeños barrancos en forma de V de sólo 5 m de profundidad.

Su cobertera está compuesta de cantos medianos y pequeños de cuarcita con bordes angulosos, empastados en una matriz arcillosa rojiza, sin presencia de encostramientos ferruginosos. En realidad, se aprecia tan sólo algunos fragmentos detríticos cementados muy ligeramente y además de una magnitud tan nimia que no hemos podido cartografiarlos.

Este nivel de glacis G2 se modela en otro período de rexistasia en el que las arroyadas vuelven a regularizar la vertiente, correspondiendo el nivel de base a la terraza aluvial +10 m que se halla justo en la otra margen del río

Guadiana. Así pues, la elaboración de este nivel G2 se puede situar cronológicamente en torno al Pleistoceno medio, merced a la industria del Achelense medio hallada en estos niveles de aterrazamiento (SANTONJA et alt. 1973, 1977 y 1979).

A los períodos de crisis en los que se elaboran los glacis de acumulación han sucedido otros de estabilidad bioclimática que merced a la regularidad de las precipitaciones han sido capaces de efectuar incisiones, originando el escalonamiento de los glacis de acumulación.

Para concluir, en este sector de Medias Lunas se observa que los fenómenos de encostramiento ferruginoso parecen haber disminuido progresivamente del Pleistoceno inferior al medio, pasando de unas costras ferruginosas muy extensas y potentes que cubrían el frente de la rampa detrítica del G4 a cementaciones débiles y aisladas en el G2 que apenas compactan y endurecen los materiales detríticos de dicho glacis.

En el sector central del cordal de Medias Lunas se distinguen, entre la quintería de Coello y la de Fuentillejo, tres glacis de acumulación de los cuales dos corresponden a los niveles diferenciados en el área occidental, concretamente al G2 y G4. La última generación (G1) está constituida por un glacis coluvial que se extiende desde la colada lávica de San Benito hasta el arroyo de la Zurda.

Estos glacis detríticos enlazan la ladera central de Medias Lunas con el valle del río Guadiana, recubriendo una pequeñísima subcuena terciaria conocida por Vahondo. En ésta pueden distinguirse estratigráficamente una serie de abanicos aluviales cuyas facies distales se reconocen en la bifurcación de la carretera local de Corral a Puente de Alarcos. Se trata de acumulaciones detríticas muy finas constituidas exclusivamente por arenas de cuarzo y cuarcita muy redondeadas y con marcada estratificación cruzada, las cuales se hallan compactadas por cemento ferruginoso.

En efecto, estas facies fluviales y fluviolacustres corresponden a bordes distales de abanicos aluviales que conforman pequeñas costras ferruginosas de edad miopliocena. Sobre ellos reposan oleadas piroclásticas húmedas correlativas a la EV1 formadas por abundantes líticos de tamaño bloque. Por último, encima yacen bancos de caliza rusciniense de 2 a 3 m de espesor que configuran una pequeña mesa en el interior de la subcuena.

Los abanicos aluviales cementados por óxidos ferruginosos afloran nítidamente en las cercanías de la quintería de Coello al haber sido incididos por el arroyo de la Zurda. Por esta razón, en la margen izquierda del arroyo hemos levantado un perfil estratigráfico de 20 m de altura, en el que se reconocen de muro a techo un total de cinco niveles (Fig. 113):

– Nivel 1: Esta formado por un depósito detrítico grosero de unos 5 m de espesor de cuarcitas heterométricas con bordes muy angulosos, sin ningún tipo de estratificación o selección de las partículas. La matriz contiene una elevada proporción de arenas de tamaño grueso y cemento ferruginoso que recubre pelicularmente las partículas finas y a la vez suelda y consolida las fracciones gruesas. Desde el punto de vista mineralógico los componentes se reducen a cuarzo (98%), al constituir el esqueleto de la formación, con una reflexión intensa a $26,6^\circ$ y $d= 3,34 \text{ \AA}$; mientras que el cemento está representado sólo por goethita que apenas alcanza un 2% tal y como se refleja en su exigua refracción a $21,2^\circ$ y $d= 4,18 \text{ \AA}$. (Fig. 113). En cualquier caso, los materiales se hallan fuertemente trabados y endurecidos por lo que configura la primera costra ferruginosa de esta columna, que no es otra cosa que un abanico aluvial proximal cementado por hidróxido de hierro.

– Nivel 2: Se trata de un estrato arenoso de aproximadamente 5 m de espesor integrado por granos gruesos de cuarzo y de cuarcita muy angulosos y de tonalidades muy variadas que oscilan desde colores amarillentos hasta marrones y verdes. A semejanza del nivel precedente no constituye una costra ferruginosa puesto que las arenas permanecen sueltas, observándose tan sólo pátinas de óxidos ferruginosos de color rojizo.

En la estructura sedimentaria no se estima ninguna disposición interna o selección ni tampoco canales o lechos. Así pues, únicamente podemos subrayar que la competencia de arrastre de la arroyada es menor al igual que el aporte de hierro, sin que se produzcan cementaciones y compactación de los materiales.

– Nivel 3: Está definido por una segunda costra ferruginosa de 1,5 a 2 m de potencia constituida fundamentalmente por cantos medianos y grandes de cuarcita y en menor proporción de cuarzo y pizarra de tamaños siempre inferiores a 20 cm y de bordes muy angulosos. Todos los componentes detríticos están soldados y muy amalgamados merced al abundante cemento ferruginoso que rellena los huecos existentes entre las arenas y los cantos, confiriendo así a los materiales una gran consistencia y dureza. Efectivamente, en el difractograma se percibe la abundancia de cuarzo (76%) con una amplia reflexión a $26,6^\circ$ y $d= 3,34 \text{ \AA}$, toda vez que representa a los fragmentos detríticos, acompañado de óxido de hierro cristalizado como hematites (21%) que obtiene una primera refracción a $24,2^\circ$ y $d= 3,68 \text{ \AA}$ y otra muy significativa a $33,2^\circ$ y $d= 2,69$. Por último, se detecta la presencia accidental de goethita (3%) con un pequeño pico a $21,2^\circ$ y $d= 4,18 \text{ \AA}$.

– Nivel 4: Engloba bloques y cantos grandes de cuarcita de bordes angulosos que superan los 5 m de espesor. Este estrato carece de cemento ferru-

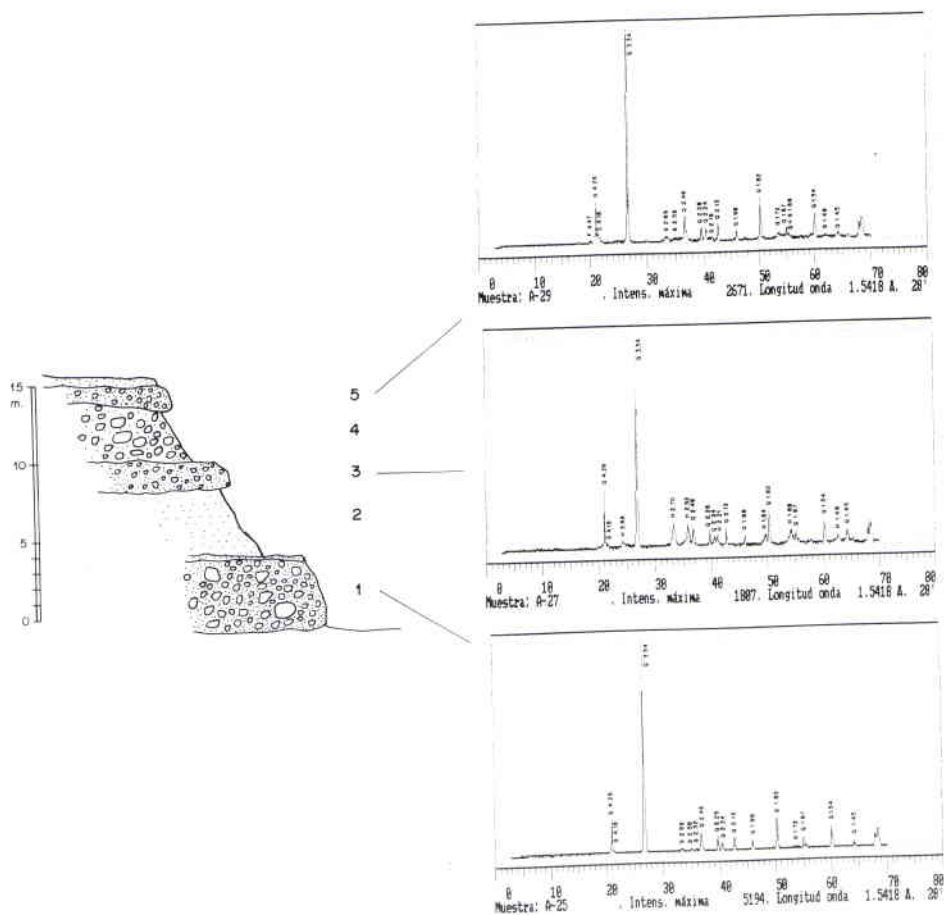


Fig. 113. Perfil estratigráfico de los abanicos aluviales encostrados de la subcuenca de Vahondo (Arroyo de la Zurda).

ginoso y, por ende, no está compactado formando un encostramiento. Destaca el tamaño que alcanzan los bloques de cuarcita que llegan a medir hasta 20 cm y su estructura caótica.

Aparece otra costra ferruginosa de 1,30 cm de espesor en los dos capas: una inferior de 1 m formada por cantos de cuarzo y bordes angulosos; y otra superior de arenas finas de cuarzo constituida fundamentalmente por cuarzos. Por consi-

guiente, el depósito presenta una gradación positiva con intercalación de láminas peliculares de oxihidróxidos de hierro de color negruzco. Al mismo tiempo los granos de arena y los fragmentos mayores están apelmazados por goethita (9%) que recubre pelicularmente los granos y rellenan los huecos.

Desde el punto de vista morfológico la superficie culminante de esta costra ferruginosa define una rampa que desde el cordal de Medias Lunas desciende meridianamente quedando situada a 40 m sobre la vega del Guadiana. Así pues, este tercer encostramiento corresponde al glacis de acumulación más antiguo diferenciado en el sector occidental, esto es, el nivel G4.

Parece lógico interpretar que dichos niveles constituyen una sucesión de depósitos proximales de abanicos aluviales cuya deposición se inicia en torno a la EV1, que transcurre en la transición del Mioceno superior al Plioceno inferior. Presentan además un comportamiento sedimentario heterogéneo y anárquico que se manifiesta en la alternancia de facies arenosas y groseras, reflejando el carácter esporádico de las pulsaciones de las arroyadas. Ahora bien, lo más sorprendente de estos depósitos es que algunos de ellos están compactados y endurecidos por abundante cemento ferruginoso. Esto sucede con los niveles 1 y 3 de modo que el proceso de encostramiento se ha visto también sometido a oscilaciones en su funcionamiento, mediando episodios en los que no se han producido importantes cementaciones y menos aún trazado de los materiales detríticos.

La situación mostrada es similar al de los abanicos del Chorrillo, salvo que aquí el ritmo alternante de los encostramientos es muy regular y evidente, al tiempo que excluimos la participación de aguas termales al no haber evidencias de minerales tales como siderita, calcita o siderita manganosa. La morfogénesis de estas costras de abanicos tal vez obedezcan sólo a la capacidad de lixiviación oblicua de las arroyadas y a las propias características granulométricas de los depósitos detríticos. Así las arroyadas han tenido distinta capacidad de lixiviar los minerales de hierro contenidos en el nivel paleozoico de Medias Lunas en razón de su mayor o menor competencia. Por otro lado, las costras de sendos abanicos corresponden efectivamente con las formaciones más groseras que exigen mayor competencia de las arroyadas pero ofrecen a la vez, merced a su permeabilidad y rápida desecación, un medio óptimo para la impregnación y fijación de los óxidos de hierro.

No obstante, es preciso que el aporte de hierro sea abundante para que la impregnación sea efectiva y pueda posteriormente compactarse. En el caso contrario no llega a generarse el encostramiento. En este caso, es evidente que el proceso ha sido discontinuo en el tiempo y que la cantidad de hierro aportada lateralmente por las aguas

El glacis de acumulación G2 comprende la ladera central de Medias Lunas desde Motilla hasta las coladas lávicas fluidas del volcán de Malos Aires. Los componentes detríticos están definidos por cuarcitas heterométricas y angulosas y pizarras recubiertas de cuantioso cemento ferruginoso.

En torno al centro de la rampa del tercer nivel de glacis parte de la cobertura se encuentra fuertemente soldada por óxido de hierro de tonalidad rojiza originando una potente costra ferruginosa. Esta se apoya en discordancia sobre el sustrato formado por materiales pizarrosos del Llanvin-Llandeilo que contienen recubrimientos peliculares de óxidos ferruginosos de tonalidad grisácea, azulada, verdosa y amarillenta. Debido a la profusa presencia de pizarra la morfología superficial de esta costra es muy brechoide con fragmentos muy angulosos y erizados.

En su composición mineralógica vuelven a repetirse los resultados obtenidos en las restantes formaciones encostradas. Predomina lógicamente el cuarzo (92%) que alcanza una refracción intensa a $26,6^\circ$ y $d= 3,34 \text{ \AA}$, seguido de goethita (8%) con una pequeña reflexión a $21,2^\circ$ y $d= 4,18 \text{ \AA}$, que actúa de cemento compactando los componentes detríticos del glacis de acumulación (Apénd. XXII).

Desde el punto de vista cronológico la morfogénesis de este glacis de acumulación G2 se sitúa en torno al Pleistoceno medio coincidiendo con un período de crisis rexistática en el que las arroyadas regularizan la vertiente lixiviando el hierro contenido en los materiales paleozoicos del cordal serrano, que precipitan posteriormente en la cabecera de la rampa detrítica. En cualquier caso el proceso de encostramiento es más atenuado que en el glacis de acumulación G4 y más aún, por supuesto, que en la sucesión de abanicos aluviales miopliocenos que rellenan la subcuenca de Vahondo.

Por otro lado, la terraza fluvial +10 m de la margen derecha del río Guadiana cercana a la Casa de Fuentillejo configura una potente costra aluvial de aproximadamente 2,5 m de espesor. Este depósito aluvial se sitúa en las proximidades de una loma de areniscas y pizarras del Pochico, es decir, un resalte estructural constituido por materiales paleozoicos ricos en hierro. A diferencia de Molina (1975), que cartografía dicha terraza como una coraza ferralítica neógena, en la hoja del MAGNA nº 784 (Ciudad Real) aparece representada efectivamente como depósito aluvial pero sin que aprecien en ella fenómenos de encostramiento ferruginoso. En efecto, se limitan tan sólo a señalar una mancha de coraza ferralítica en el extremo septentrional de la loma paleozoica, la cual en realidad corresponde como veremos a una costra coluvial antigua, es decir, del Pleistoceno medio pues enlaza con la T+10 m.

Esta plana aluvial define morfológicamente un rellano completamente plano localizado entre la loma paleozoica de pizarras y areniscas del Pochico y la margen del río, sobre cuyo cauce se eleva 10 m. Conforman un cejo sobresaliente y escarpado donde se observa nítidamente como descansa discordante sobre el sustrato paleozoico (Fig. 115).

Concretamente las pizarras del Pochico ricas en hierro buzcan 15° hacia el E mientras que los depósitos fluviales reposan horizontalmente en discordancia. Desde el punto de vista litológico presenta una escasa variedad de materiales predominando las cuarcitas (80%), junto con pizarras (15%) y un escaso 5% de cuarzo, sin que reconozcamos calizas y fragmentos volcánicos. Las fracciones detríticas presentan, a excepción de las pizarras, formas subredondeadas con bloques de pizarra de hasta 40 cm y de cuarcitas de 35 cm, además de cantos medianos y guijarros empastados por una matriz de arenas gruesas de cuarzo y cuarcita redondeadas, recubiertos por pátinas de óxidos de hierro. El espesor del depósito es de unos 2,5 m distinguiéndose

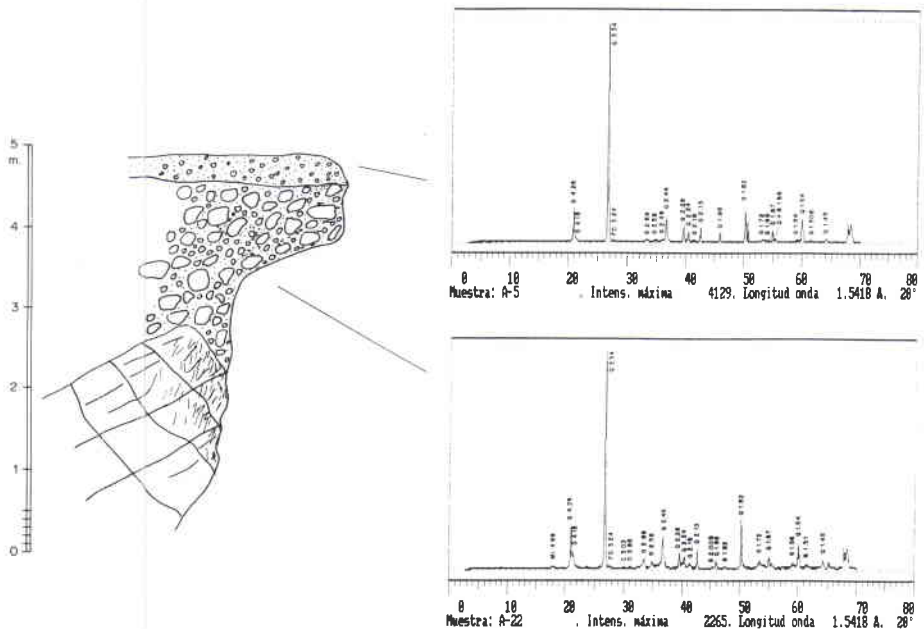


Fig. 115. Costra aluvial +10 m del río Guadiana.

una gradación selectiva de los materiales al situarse en el techo un pequeño nivel arenoso de 50 cm. Este se compone de arenas muy finas de cuarzo y cuarcita bien redondeadas, además de gravillas recubiertas de oxihidróxido de hierro.

En la composición mineral el cuarzo es el componente mayoritario tanto del nivel arenoso superior como del grosero inferior. El cemento ferruginoso que traba las partículas está constituido exclusivamente por goethita (2,5%). El tramo basal está compactado por un mayor contenido de goethita (11%), acompañado de dolomía y calcita (Véase fig. 115). La presencia de estos dos minerales nos indican que pueden corresponder o bien a granos de arena de caliza o dolomita o bien que se encuentren como cemento calcáreo. En cualquier caso, los resultados mineralógicos coinciden en que la argamasa que consolida esta terraza aluvial es simplemente goethita, esto es, hidróxido de hierro que ha sido lixiviado de la loma paleozoica adyacente. La llegada de aportes laterales a esta terraza queda reflejado en las pizarras de gran tamaño que contiene esta formación aluvial.

Al mismo tiempo los coluviones que se originan a partir de dicha loma se hallan consolidados en su borde frontal formando una costra coluvial (G2). Los materiales de este coluvión se caracterizan por el alto contenido de bloques y cantos angulosos de pizarra y en menor proporción de cuarcita, empastados por una matriz de arenas y arcillas de color marrón-rojizo. Por consiguiente, los coluviones son heterométricos y angulosos de ahí que la morfología externa de la costra coluvial sea de tipo brechoide. Desde el punto de vista mineralógico abunda el cuarzo (80%) que corresponde a la fracción arenosa, acompañado de hematites (20%) que representa el cemento ferruginoso. Además contienen un pequeño contenido de feldespato y de trazas de filosilicatos. En definitiva, la composición mineralógica es sumamente sencilla pues se compone sólo de óxido de hierro, cuyo origen no asociamos a procesos de alteración química, sino de procedencia alóctona lateral (Apénd. XXIII).

Así pues, el afloramiento de los materiales de Pochico ha actuado como área fuente a partir del cual las aguas de arroyada han arrastrado materiales pizarrosos y cuarcíticos ladera abajo labrando un coluvión, al tiempo que lixiviando el hierro y transportándolo hasta alcanzar la T+10 m con la que enlaza. Por esta razón es más que probable que el rellano aluvial halla estado sometido a encharcamientos periódicos, originándose frecuentes oscilaciones del manto freático que han favorecido el encostramiento ferruginoso.

Téngase en cuenta además que esta terraza sufre hacia el mediodía un cambio lateral de facies realmente sorprendente, pues sin solución de conti-

nuidad la costra aluvial ferruginosa se convierte en un nivel de carbonatos diagenetizados que superan los 2 m de espesor. En efecto, este tramo de carbonatos tan próximo a la costra aluvial ferruginosa se caracteriza por un alto contenido de terrígenos, a saber, arenas de cuarzo y cantos cuarcíticos redondeados e incluso materiales volcánicos y además concreciones ferruginosas en forma de pisolitos. Estas cementaciones carbonatadas conforman merced a su dureza bancos de 40 a 50 cm que debido a su grado de diagénesis parecen a simple vista calizas pliocenas. No obstante, al romperlas se comprueba la abundancia de arenas de cuarzo redondeadas y de pisolitos calcáreos, así como de materiales volcánicos. Parece razonable pensar que esta plana aluvial +10 m estuvo estancada y sometida a periódicos encharcamientos, merced a una baja dinámica de tipo fluviolacustre, que favorecen los arrastres de material detrítico (cuarzos, feldespatos y partículas volcánicas) y la precipitación de carbonatos micríticos, como parece deducirse de la presencia de ostrácodos (interpretación de M^a Angeles García del Cura) (Fig. 116).

Estos niveles de carbonatos diagenetizados o calizas micríticas han sido identificados también en la T+12 m del Guadiana que se sitúan en la margen derecha a tan sólo 50 o 60 m al N de la T+10 m, próxima al borde de la carretera local de Corral a Puente de Alarcos.

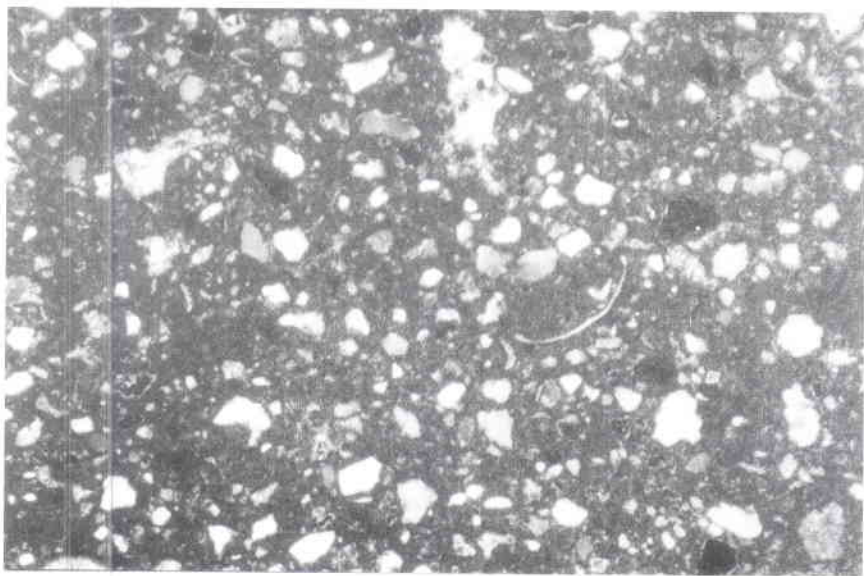


Fig. 116. Lámina delgada del tramo meridional de la T+10 m formada por caliza micrítica arenosa con fragmentos de ostrácodos (Nicoles cruzados x 30 aumentos).

Para finalizar, en el Pleistoceno superior (Würm) bajo otro episodio de rexiastasia tiene lugar la elaboración del último glacis de acumulación (G1), consistente en pequeñas rampas coluviales que se ciñen a la ladera de Medias Lunas.

Sobresalen los glacis coluviales que se sitúan en la finca de Coello concretamente en la margen derecha del arroyo de la Zurda, los cuales alcanzan del orden de 5 m. Se componen mayoritariamente de bloques y cantos de cuarcita angulosa y alguna que otra pizarra y cuarzo en los tramos basales, en tanto que el techo consta de cantos medianos y gravas angulosos empastados en una matriz arcillosa-arenosa de color rojizo y abundante cemento ferruginoso. El resultado de este alto contenido en hierro es la compactación del conjunto en forma de costras ferruginosas coluviales de tipo brechoide (Fig. 117). La composición mineralógica es similar al de los otros niveles de glacis reduciéndose a cuarzo (97%), acompañado de goethita y trazas de filosilicatos. En efecto, el cemento ferruginoso que compacta el coluvión würmiese se compone de tan sólo un 2% de goethita, suficiente como para soldar todo el depósito como una potente costra coluvial (Apénd. XXIV).

No obstante, es en el sector oriental del cordal de Medias Lunas donde los glacis coluviales encostrados por oxihidróxidos de hierro ocupan una mayor extensión, abarcando el espacio comprendido por la finca de Fuentillejo y el Puente de Alarcos. En las inmediaciones del manantial termal de Fuentillejo (Finca del Valle) la ladera está modelada por pequeños glacis coluviales afectados por procesos de encostramiento ferruginoso. La cobertera detrítica de los glacis constituye costras brechoides, toda vez que se compone de cuarcitas y pizarras de tamaño heterométrico y bordes muy angulosos. Desde el punto de vista granulométrico abundan los bloques y cantos de gran tamaño que oscilan en torno a los 20 y 40 cm de longitud, acompañados de gravillas y arenas que sueldan las fracciones más groseras merced al cuantioso cemento ferruginoso. Puede comprobarse, en efecto, como óxidos de hierro recubren pelicularmente partículas detríticas y rellenan intersticios. El aspecto brechoide de esta costra coluvial cercana a la quintería del Valle se acentúa aún más debido a que engloba grandes bloques de cuarcita y pizarra de los niveles del Pochico, simulando un empedrado. Esta costra coluvial se compone de cuarzo (95%) y goethita (4%), además de feldespato como mineral accidental (Apénd. XXV).

Estos coluviones regularizan la ladera teniendo como nivel de base el N.A.F. +1-2 m del río Guadiana con el que además enlazan, por lo que cabe inferir que se elaboran en el Pleistoceno superior. También este N.A.F. +1-2 m del Guadiana se halla cementado parcialmente configurando una costra



Fig. 117. Costra coluvial würmiense situada en el arroyo de la Zurda (Quintería de Coello, sector central de Medias Lunas).

aluvial de unos 10 m de longitud. En torno a este nivel de acumulación fluvial se emplazan dos manantiales termales uno de los cuales se localiza en el muro de la costra, mientras que el otro se halla a dos metros de distancia.

En la acumulación fluvial se distingue un estrato superior de arenas finas con granos muy redondeados constituidos por cuarzo y cuarcita; y el inferior formado por bloques y cantos de gran tamaño de naturaleza cuarcítica unos subangulosos al ser de aportes laterales y otros subredondeados de procedencia longitudinal.

La costra aluvial del N.A.F. +1-2 m tiene un espesor visible de 1 m, formado por cantos y bloques empastados en una matriz arcillosa-arenosa de color ocre y rica en óxidos, los cuales recubren mediante laminillas muy finas las partículas detríticas. El aspecto morfológico de la costra aluvial es el de un conglomerado cementado por oxihidróxido de hierro. Al igual que en otras terrazas que constituyen costras no hemos encontrado ni calizas ni material volcánico.

La mineralogía del nivel arenoso superior se compone de cuarzo (90%), goethita (7%) y calcita (3%), en tanto que el inferior grosero también está integrado por cuarzo (87%), esqueleto del depósito, seguido de goethita (13%) que actúa de cemento y como minerales accidentales calcita, feldespato y filossilicato. La presencia de calcita en estas costras aluviales responde bien a la

existencia de partículas finas de caliza o bien como cemento. En cualquier caso la mineralogía no revela la actuación de procesos de alteración química en la morfogénesis de estas costras, máxime cuando los fragmentos detríticos no ofrecen síntomas de rubefacción o alteración (Apénd. XXVI).

Otros retazos de glacis coluviales encostrados se localizan en el depósito de agua de la villa de Valverde pero, sin duda, el que más llama la atención por sus dimensiones es el situado en el Puente de Alarcos, concretamente en la trinchera de la carretera local de Corral a Valverde. Se trata, por supuesto, de un potente coluvión (G2) de fracciones muy heterométricas y angulosas amalgamadas por oxihidróxidos de hierro. El espesor de este coluvión es de unos 6 m diferenciándose claramente dos tramos: uno inferior de 4 m de bloques y cantos angulosos de cuarcita empastados por una matriz arenosa-arcillosa pero sin oxihidróxidos de hierro; y otro superior de 2 m compuesto por una costra coluvial que engloba también bloques y cantos angulosos de cuarcita apelmados por hidróxidos de hierro y de aspecto muy brechoide (Fig. 118).

Desde el punto de vista mineralógico el conjunto basal se compone de cuarzo (98%) y de trazas de goethita, hematites, filosilicatos y feldespatos; mientras que en el superior que configura la costra coluvial se aprecia sólo cuarzo (92%) y goethita (8%) (Apénd. XXVII).

Debido también a la inclinación del depósito coluvial que recubre la ladera de Medias Lunas parece difícil atribuir la cementación a la actuación de un manto freático, tanto más cuanto que sólo el tramo superior está cementado. Más bien parece que han sido las arroyadas las que al actuar con mayor capacidad de lixiviación al término del modelado de los coluviones, han arrastrado y depositado hidróxido de hierro encostrando dichos materiales. Este coluvión queda colgado unos 10 m sobre el cauce del Guadiana lo que permite inferir que posiblemente corresponda al Pleistoceno medio.

El último episodio del modelado corresponde al retoque incisivo que las arroyadas concentradas efectúan a lo largo del holoceno seccionando y desmantelando los tres niveles de glacis de acumulación, esto es, al G4, G2 y G1. Concretamente los arroyos consecuentes que descienden de la cumbre de Medias Lunas hienden y dividen los glacis detríticos reduciéndolos a plataformas individualizadas muy estrechas y largas que semejan lenguas. El caso más destacado es el del arroyo de la Zurda que hiende profundamente no sólo el glacis G4 sino también los abanicos aluviales subyacentes que rellenan la pequeña subcuenca, labrando un valle de fondo plano de 20 m de desnivel. Al mismo tiempo las costras coluviales würmienses de la margen derecha de la Zurda son tajadas por este arroyo dejándolas situadas a más de 2 m de altura respecto al cauce.



Fig. 118. Costra coluvial (G2) del Puente de Alarcos.

Por su parte, los glaciares de acumulación de Motilla que corresponden a los niveles G2 y G4 son seccionados también por cuatro arroyos consecuentes que labran barrancos en forma de V de unos 10 a 15 m de profundidad y retoman los materiales del glacis depositándolos posteriormente en forma de conos de deyección en las inmediaciones de la llanura de inundación del río Guadiana. Por contra, en el sector occidental de Medias Lunas el retoque holoceno es menor y los coluviones se conservan prácticamente intactos.

Como resumen podemos distinguir dentro de la evolución morfogenética de los encostramientos ferruginosos modelados en el cordal de Medias Lunas las siguientes etapas:

- Durante el período de transición del Mioceno superior al Plioceno inferior tiene lugar el inicio de la sedimentación detrítica en la pequeña subcuenca de Vahondo, que se prolonga hasta concluir en el Plioceno inferior. Se trata de depósitos de abanicos aluviales en los que se distinguen desde facies fluviales y fluvio-lacustres hasta más dinámicas o torrenciales, destacando dos potentes costras ferruginosas originadas

merced a una abundante cementación de oxihidróxidos de hierro. La evolución experimentada por estos abanicos a lo largo del Plioceno superior nos es desconocida pero al menos no se aprecian procesos de edafogénesis como ocurriese en el Chorrillo.

- Durante el Pleistoceno tiene lugar el modelado de cuatro generaciones de glacis detríticos que regularizan la ladera de Medias Lunas y enlazan con diversos niveles de terrazas fluviales del Guadiana. Estos cuatro glacis de acumulación (G4, G3, G2 y G1) tienen su cobertera detrítica amalgamada por abundante oxihidróxido de hierro, fundamentalmente cristalizado como goethita y hematites, originando costras de glacis de aspecto muy brechoide. Todas ellas en mayor o menor medida presentan puntualmente sus materiales cementados conformando costras que hemos correlacionado mediante cronología relativa del siguiente modo: los glacis G4 y G3 al Pleistoceno inferior; G2 al Pleistoceno medio y G1 con el Pleistoceno superior.

Al mismo tiempo tres terrazas fluviales del Guadiana que sirvieron de nivel de base para la elaboración de estos glacis de acumulación, situados en la margen derecha del valle del Guadiana, están cementadas profusamente por oxihidróxidos de hierro constituyendo tres costras aluviales de tipo conglomerático. Nos referimos a la T+40 m, T+10 m y al N.A.F. +1-2 m que corresponden respectivamente al Pleistoceno inferior, medio y superior.

Por consiguiente, cabe pues aducir que las condiciones morfoclimáticas en este área rica en hierro, como es el cordal de Medias Lunas, han sido favorables y propicias para que las aguas de arroyada y en otras ocasiones también termales lixiviasen los óxidos de hierro del zócalo paleozoico y a la vez impregnasen y endurecieran las formaciones superficiales de los alrededores, afectando indistintamente a abanicos aluviales, glacis detríticos y terrazas durante un dilatado período de tiempo que se prolonga desde el Plioceno hasta el Pleistoceno superior.

El ambiente paleoclimático imperante en estos episodios debió ser más o menos similar rigiendo unas condiciones muy contrastadas o estacionales (que bien pudieran ser de tipo mediterráneo) haciendo posible paradójicamente la lixiviación de los minerales ferruginosos contenidos en el roquedo paleozoico y al tiempo su deposición y endurecimiento sobre todo tipo de formas superficiales.

El proceso de morfogénesis de las costras ferruginosas, que afecta a las diversas formas y depósitos correlativos que se han elaborado desde el Plioceno hasta el Pleistoceno superior en la Sierra de Medias Lunas, responde a

un modelo común al conjunto de costras que se originan mediante acumulación absoluta siempre y cuando rijan unas condiciones morfoclimáticas propicias, que pueden ser muy dispares en cuanto al tipo concreto de clima (mediterráneo, subtropical y tropical).

Si analizamos con detenimiento la distribución espacial de las costras ferruginosas del cordal de Medias Lunas comprobaremos que todas ellas se sitúan en la ladera meridional del cordal e incluso las terrazas fluviales cementadas son las que se emplazan en la margen derecha del valle del Guadiana, es decir, en el recuesto de la vertiente. Cabe lógicamente inferir que la Sierra de Medias Lunas es el área fuente del hierro a partir del cual las aguas de arroyada se enriquecen en dicho componente y lo transportan ladera abajo hasta el mismo valle del Guadiana. En efecto, los materiales paleozoicos que configuran el flanco meridional del domo de Ciudad Real, esto es, los crestones de Medias Lunas, se componen de cuarcitas del Tremadoc y Arenig y de pizarras que se caracterizan por su riqueza en hierro. El transporte de dicho material ferruginoso es efectuado por las aguas de arroyada y termales, las cuales percolan y lixivian lateralmente dichas rocas y lo trasladan ladera abajo hasta el valle del Guadiana. El medio de acumulación donde se depositan los minerales ferruginosos son todos los sedimentos y formaciones superficiales que han sido arrastrados por las arroyadas a lo largo del Plioceno y del Pleistoceno, a saber, abanicos aluviales, glaciares de acumulación, coluviones y terrazas.

En definitiva, el mecanismo de acumulación absoluta tiene aquí un modelo paradigmático pues las formaciones dispuestas a lo largo de la ladera meridional de Medias Lunas constituyen costras ferruginosas dispuestas de manera escalonada. Esta distribución de las costras ferruginosas es denominada por Millot (1970) "cadena de costras ferruginosas", en las que el hierro desde un área fuente migra lateralmente afectando a lo largo de su trayectoria a otras formaciones. Así se origina un tipo de cadena en el que se hallan representadas: "... slope crusts, glaciair crusts, terrace crusts and plain crusts" (MILLOT, 1970, p. 129). Esto se explica -según Millot (1970)- merced a que los perfiles lateríticos suministran permanentemente hierro fresco a través de migraciones o lixiviaciones laterales. Un bello ejemplo ilustrativo de este fenómeno de cadena de costras ferruginosas se localiza en el valle del Milo en la región de Kankan (Guinea) (Fig. 119). Maignien (1956) distingue las siguientes formaciones encostradas:

- Una antigua superficie elevada a 800 m sobre el valle del Milo formada por una coraza ferralítica antigua enriquecida en aluminio por la constante lixiviación del hierro.

- Esta coraza ferralítica domina un glacis de piedemonte que desciende progresivamente desde 450 hasta una altura de 35 m sobre el valle del Milo. Esta rampa inclinada tiene su cobertera detrítica cementada por hierro constituyendo una costra de glacis de 1 a 2 m de espesor. La cementación es muy generalizada merced al hierro proveniente de la disolución del hierro de la coraza ferralítica de la superficie situada a 800 m.
- En el borde del Milo se observa una serie de tres terrazas (+25 m, +7 m y +3 m). La más antigua está enteramente afectada por cemento ferruginoso. La terraza media muestra un encostramiento menos intenso a modo de visera y, por último, en la más reciente se observa una individualización del hierro con formación de manchas débilmente endurecidas.

En resumen, según Maignien (1956) la lixiviación de la antigua superficie colgada a 800 m formada por una coraza ferralítica es una fuente considerable de hidróxidos de hierro y manganeso que contribuye a la impregnación de los relieves inferiores, originando costras ferruginosas de piedemonte y aluviales.

En el Campo de Calatrava al menos el área suministradora del hierro no procede de la lixiviación de antiguos niveles de costras ferralíticas definidas en forma de tesos o arapiles, puesto que éstos no existen, sino de los oxihidróxidos de hierro que recubren pelicularmente los materiales del zócalo paleozoico, a través del los cuales las aguas de arroyada y termales se cargan de dichos componentes y cementan las formaciones superficiales que atraviesan sean éstas de edad terciaria, cuaternaria o incluso holocenos.

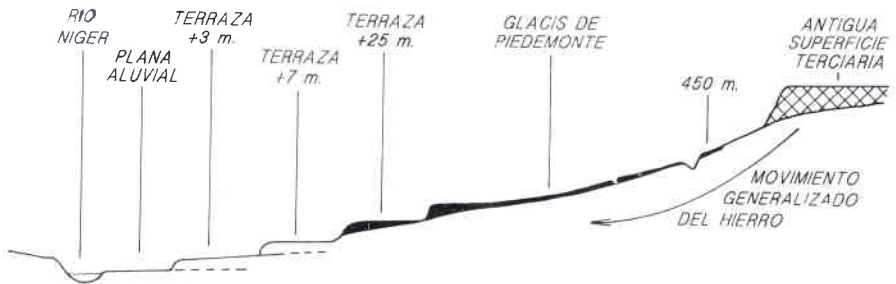


Fig. 119. Cadena de costras ferruginosas coluviales y aluviales del valle del río Milo (Kankan, Guinea) (según PELLISIER y ROUGERIE, 1953).

3. FORMACIONES TRAVERTINICAS HIDROTERMALES PUNTUALES

Fenómeno sumamente habitual es que las aguas termales al alumbrar generen, como resultado de la ruptura de su equilibrio físico-químico, depósitos o formaciones sólidas a partir de la precipitación y acumulación de las sustancias disueltas o en suspensión que han obtenido mediante lixiviación del sustrato rocoso y de aportes endógenos magmáticos. Entre las causas principales que desencadenan la formación de tales depósitos cabe manifestar entre otras el descenso de la temperatura del agua, la pérdida de gas carbónico debido a la disminución de la presión, el incremento del pH, así como el paso de un ambiente reductor a otro oxidante, etc.

Entre las formaciones más comunes resultantes de la floculación de las sustancias contenidas disueltas, destacan las concreciones de carbonato cálcico cristalizado en forma de aragonito y de calcita, dando lugar a tobas o travertinos como los que se hallan en Vichy-Celestin, Châtelguyon y Hammam Meskoutine (Argelia). Asimismo es habitual que junto al carbonato cálcico se sedimenten minerales ferruginosos como limonita, formando tobas ferruginosas que alcanzan su mejor representación en las fuentes de Monétier (Briançon) y Loeche (Suiza). Por último, las aguas termales pueden depositar también sílice en forma de calcedonia, ópalo e incluso cuarzo, acompañados de pequeñas cantidades de sulfatos y sulfuros de diversos metales. Entre los ejemplos más destacados de formaciones termales silíceas sobresalen los que se sitúan en las fuentes hirvientes de Tatio (Altiplano de Atacama, Chile), las fuentes del Parque Nacional de Yellowstone (Wyoming, EE.UU), de Whakarawarewa (Rotorua, Isla del Norte en Nueva Zelanda) y de la caldera de La Primavera (México).

Estas formaciones tobáceas, ferruginosas y silíceas de origen termal se emplazan en las inmediaciones de los manantiales adoptando formas muy diversas. En unas ocasiones configuran barreras o terrazas travertínicas escalonadas al caer las aguas en cascada y precipitar sus solutos (manantiales de Mammoth en Yellowstone, EE.UU); en otras, las aguas al tener que salvar desniveles topográficos originan recubrimientos en forma de cortina (Whakarawarewa, Nueva Zelanda). Por contra, cuando las precipitaciones acaecen en el mismo alumbre llegan a colmar y obstruir el venero generando sedimentos en forma de cono como en Pyatigorsk (U.R.S.S), donde alcanzan hasta 37 m de altura, Hammam Meskoutine (Argelia), Grande Grille (Vichy, Francia) y Tatio (Atacama, Chile).

En el Campo de Calatrava hemos localizado dos depósitos travertínicos de origen termal dispuestos en las inmediaciones de los hervideros de Piedra

de Hierro (cordal de la Zarza) y de Fuentillejo II (Sierra de Medias Lunas). El primero de ellos se caracteriza por ser un manantial muy ferruginoso (con un total de 47 ppm de hierro total) y manganeso al tener en disolución del orden de 0,10 ppm. Se trata de un venero de escaso caudal cuyas aguas circulan sin apenas corriente lo cual permite el desarrollo de una comunidad de juncos y carrizos que casi lo taponan.

Actualmente es posible observar, apartando tal maleza, cómo las aguas al alcanzar la superficie, merced a la disminución de la presión, liberan una gran parte de gas carbónico con la consiguiente oxigenación de las aguas e incremento de pH, produciéndose así la inmediata precipitación físico-química de los solutos contenidos. Al mismo tiempo la formación vegetal favorece mediante la fotosíntesis la incorporación de anhídrido carbónico al agua y la consiguiente precipitación de carbonato cálcico.

El resultado es la acumulación en los alrededores del manantial de un fango de color rojizo que contiene fundamentalmente hidróxido de hierro (goethita) y carbonato ferromanganeso (siderita manganesa); en menor medida carbonato cálcico (calcita), titanato ferrífero (ilmenita), hidróxido de hierro (lepidocrocita) y óxido de manganeso (manganita). El proceso de precipitación de tales componentes tiene lugar en las inmediaciones del manantial justo encima de una protuberancia convexa que ha ido creciendo en torno al manadero. Este abultamiento de apenas 2 m² y de 0,5 m a 1 m de espesor está constituido precisamente por tobas que presentan la peculiaridad de adoptar una tonalidad rojiza muy acusada al contener hierro (Fig. 120).

En ellas se observan restos vegetales constituidos por tallos tumbados y un alto contenido de arenas finas de cuarzo e incluso gravas que manifiestan una dinámica de las aguas lo suficientemente intensa como para destruir las formaciones vegetales circundantes y arrastrar consigo partículas detríticas de ladera, las cuales a la vez impiden el desarrollo de la actividad biológica de las plantas al dificultar la fotosíntesis.

Desde el punto de vista mineralógico esta toba ferruginosa se compone mayoritariamente de carbonato cálcico cristalizado como calcita, seguido de cuarzo (26,6° y d= 3,34 Å) y feldespato (27,6° y d= 3,24 Å). Por último, como accesorios se acompañan de oxihidróxidos de hierro en forma de goethita (21,2° y d= 4,18 Å) y hematites (33, ° y d= 2,69 Å) que confieren a la toba ese particular color rojizo (Apénd. XXVIII).

La edad de esta formación tobácea es lógicamente muy reciente, esto es, de época holocena, produciéndose aun hoy en época estival la deposición masiva de carbonato cálcico que indica la continuidad del proceso de formación de dicha toba ferruginosa.

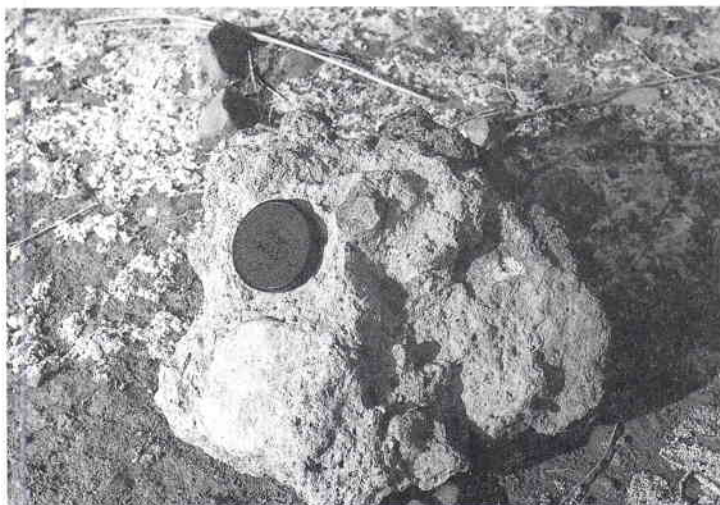


Fig. 120. Toba ferruginosa holocena del manantial de Piedra de Hierro.

Para finalizar, el otro depósito tobáceo ferruginoso se halla en el hervidero de Fuentillejo II situado a 1,5 km al sur del Puente de Alarcos, en la margen derecha del río Guadiana. Como hemos señalado en el apartado correspondiente a los manantiales termales las aguas de Fuentillejo II son las que poseen menor contenido de hierro y manganeso. La cantidad de hierro precipitado es muy bajo alcanzando tan sólo 4,85 ppm, en tanto que el manganeso disuelto es de 0,03 ppm y el precipitado de 0,08 ppm.

Este hervidero se reconoce en seguida al hallarse rodeado de juncos, los cuales colonizan prácticamente el manadero. En el alumbramiento del agua se producen los mismos fenómenos físico-químicos que desencadenan la precipitación de los componentes minerales disueltos, consistentes en la disminución de la presión, liberación del gas carbónico, oxigenación de las aguas e incremento del pH. Como resultado se depositan a través del reguero por el que se desplaza el caudal de este manantial un alto contenido de carbonato cálcico (fundamentalmente en forma de calcita y con meras trazas de dolomita), cuarzo y feldespatos, y en menor proporción goethita.

En la acumulación y fijación de estos minerales en torno al manantial ha contribuido sin duda la formación vegetal de juncos que se emplazan en su orilla, siendo posible que se hayan producido precipitaciones de carácter bioquímico. Así pues, en el manadero de Fuentillejo II se ha formado una protuberancia o hinchazón de unos 2 a 3 m² y del orden de 0,50 m de espesor constituido por toba ferruginosa, en la que se aprecian moldes de tallos

dispuestos horizontalmente, abundante material detrítico y concreciones ferruginosas.

Desde el punto de vista mineralógico esta toba de Fuentillejo II se caracteriza por el predominio del cuarzo (con gran refracción a $26,6^\circ$ y $d= 3,34 \text{ \AA}$), feldespato ($27,5^\circ$ y $d= 3,24 \text{ \AA}$) y en menor cuantía de la calcita ($29,4^\circ$ y $d= 3,03 \text{ \AA}$) y de la dolomita (31° y $d= 2,84 \text{ \AA}$). Entre los accesorios se encuentra la goethita ($21,2^\circ$ y $d= 4,18 \text{ \AA}$) (Apénd. XXIX).

La edad de esta formación tobácea debemos atribuirla al holoceno reciente estando actualmente activa puesto que las aguas termales de Fuentillejo II siguen suministrando gran cantidad de carbonato cálcico y dolomita.

V. MORFOGENESIS DE LAS COSTRAS FERROMANGANESIFERAS

Las costras ferruginosas del sector central del Campo de Calatrava se han originado todas ellas a partir de mecanismos de acumulación absoluta, afectando a formas y depósitos tan diversos como abanicos aluviales pliocenos, coladas lávicas (villafranquiense inferior-medio), rañas (villafranquiense); además de glaciares de acumulación, coluviones y terrazas fluviales pleistocenas; así como costras carbonatadas ferruginosas y tobas ferruginosas de edad holocena.

Esto significa que la morfogénesis de tales costras se lleva a cabo mediante el acopio de componentes minerales a partir de aportes proporcionados por aguas cargadas en dichas sustancias procedentes de áreas alóctonas. Se trata, en definitiva, de un fenómeno de lixiviación oblicua o lateral realizado básicamente por aguas de arroyada y termales que actúan principalmente sobre aquellas sustancias químicas susceptibles de ser movilizadas, esto es, aquéllas lo suficientemente solubles y móviles como para ser disueltas y desplazadas por aguas poco ácidas (pH alto). Este hecho explica que las costras de acumulación absoluta estén constituidas exclusivamente por hierro cristalizado bien como goethita o hematites, toda vez que los oxihidróxidos de aluminio no pueden ser removilizados tan fácilmente (MAGNIEN, 1956 y 1958; LAMOTTE y ROUGERIE, 1962; TRICART y CAILLEUX, 1965 y 1974; DUCHAUFOR, 1984).

No obstante, conviene recordar que las arroyadas a la par que transportan en disolución materiales ferruginosos arrastran también fracciones detríticas elaborando formaciones superficiales, las cuales pueden ser impregnadas y cementadas al precipitar los oxihidróxidos de hierro disueltos. Por consi-

guiente, el resultado del coluvionamiento o aluvionamiento químico, como califican Tricart y Cailleux (1965) al mecanismo de acumulación absoluta, puede originar una formación superficial bien coluvial o aluvial consolidada por el acúmulo de oxihidróxido de hierro, esto es, una costra ferruginosa de acumulación absoluta o alóctona (como prefieren denominarlas los geomorfólogos franceses) de tipo aluvial o coluvial.

Ahora bien, para que la acumulación absoluta tenga lugar de forma efectiva y se obtengan finalmente dichas costras ferruginosas es necesario que se cumplan tres requisitos básicos (D'HOORE, 1954):

1. Un área madre o de partida rica en hierro donde se originen las soluciones ferruginosas.

Pueden ser varias las fuentes que proporcionen o suministren tales componentes. Así, verbigracia, en el valle del Milo (Kankan, Guinea), según Maignien (1956), los oxihidróxidos de hierro proceden de una antigua superficie constituida por una coraza ferralítica situada a 800 m sobre el cauce de dicho río, a través de la cual se produce la lixiviación oblicua y morfogénesis de costras ferruginosas que afectan al glacis de piedemonte y a las T+25, T+7 y T+3 m del Milo.

También es frecuente que el abastecimiento de hierro provenga directamente del roquedo que arma el relieve de dichas áreas, tal y como sucede con los esquistos precámbricos ricos en itabirita del Cuadrilatero Ferrífero en Belo Horizonte (Brasil), las cuarcitas ferruginosas de Nimba (Costa de Marfil); así como en las rocas metamórficas ricas en hierro del Cerro Bolívar en la Guayana (Venezuela), las intrusiones doleríticas del Fouta Djallon (Guinea) y los micasquistos con biotita de Costa de Marfil, etc.

Por contra, en ocasiones proceden de la alteración de restos orgánicos vegetales de los bosques tropicales o de las sabanas que originan compuestos orgánicos de hierro muy solubles, de forma que las aguas de lluvia pueden transportar del orden de toneladas de óxidos de hierro bajo la forma de bacterias con vaina ferruginosa (TRICART y CAILLEUX, 1965).

2. Un medio de transporte en el que las sustancias disueltas permanezcan estables y puedan ser evacuadas a zonas alejadas.

Se trata casi siempre de arroyadas elementales que incorporan anhídrido carbónico y ácidos carbónicos del suelo por el que se desplazan, de tal forma que se convierten en aguas agresivas que pueden lixiviar y transportar en

disolución el hierro contenido en los compuestos orgánicos o en el sustrato rocoso. Para que estos componentes o solutos no precipiten es imprescindible que se mantengan estables las condiciones físico-químicas, por lo cual es necesario que las aguas no experimenten cambios repentinos en su dinámica, es decir, agitaciones derivadas de cambios de ruptura de pendiente, puesto que esta acción podría desencadenar la pérdida de CO_2 y la consiguiente oxigenación de las aguas y finalmente la precipitación de las sustancias químicas.

3. Un medio de acumulación en el que además tenga lugar la precipitación, fijación y endurecimiento de los componentes ferruginosos.

Las áreas geomorfológicas en que las condiciones son óptimas para la precipitación de los solutos ferruginosos que las arroyadas transportan se ciñen básicamente a las laderas de las sierras y a las planas de inundación de las riberas. En efecto, al pie de los relieves cuyo roquedo es rico en hierro es un sitio ideal para la acumulación de hierro, toda vez que las arroyadas pueden lixiviar un alto contenido de oxihidróxidos de hierro transportándolos lateralmente hasta el recuesto, donde los solutos precipitan por la pérdida de gas carbónico o por la oxigenación de las aguas. Por otro lado, las arroyadas al repié de las laderas suelen estancarse generando encharcamientos periódicos que pueden favorecer la formación de mantos freáticos, que al estar sometidos a oscilaciones estacionales depositan los solutos.

Algo similar acaece en las planas de inundación próximas a las laderas donde la llegada de aportes laterales de arroyadas cargadas con hierro o de las propias crecidas del río producen inundaciones periódicas con la posibilidad de que floculen los minerales durante la época de estiaje, merced a la evaporación y consiguiente ambiente oxidante.

No obstante, hay otra serie de factores que concurren conjuntamente y que hacen posible la precipitación y fijación de los materiales ferruginosos en dichas áreas. Nos referimos a la deposición de oxihidróxidos coloidales en las aguas remansadas y en especial a la participación activa de las formaciones superficiales que definen la plana de inundación o que tapizan las laderas de dichos relieves. Concretamente, las arcillas de estos depósitos ejercen una atracción muy fuerte sobre las moléculas de los hidróxidos fijándolas en forma de finas láminas sobre sus cristales (TRICART y CAILLEUX, 1965). También las fracciones arenosas formadas por cuarzos y cuarcitas favorecen la precipitación de los oxihidróxidos de hierro merced a la atracción que la sílice (electronegativa) ejerce sobre el hierro (electropositivo)

(TRICART y CAILLEUX, 1965). Por consiguiente, es lógico considerar teniendo en cuenta la afinidad entre el hierro y el cuarzo que las mejores costras se originan en aquellas formaciones superficiales ricas en componentes detríticos y arcillosos, a saber, en aquéllas de alto contenido de terrígenos.

Por último, para que dichas formaciones superficiales cementadas deriven en auténticas costras ferruginosas es menester que se produzca el endurecimiento de sus componentes (MAGNIEN 1958). Para ese fin es indispensable que concurren fenómenos de diagénesis consistentes en la deshidratación, oxidación y recristalización del hierro, lo cual requiere unas condiciones climáticas contrastadas con períodos secos marcados.

Como señalan Lamotte y Rougerie (1962) el proceso de acumulación absoluta es en realidad un fenómeno más azonal que zonal por cuanto la formación de las costras ferruginosas exige como condición básica la abundancia de elementos ferruginosos, aspecto éste que depende de factores tan genéricos como un roquedo propicio y unas características topográficas e hidrográficas favorables. Limitándose los fenómenos zonales de índole climática a desencadenar una mayor movilización, acumulación y fijación de los minerales de hierro, para lo que es necesario al menos un ambiente contrastado con estación seca marcada.

Donde mejor se han desarrollado este tipo de costras ferruginosas ha sido lógicamente en Africa Occidental, Sudamérica y Australia. Por ello no debe extrañarnos que en estas áreas haya abundantes costras ferruginosas de acumulación absoluta formadas en depósitos coluviales y aluviales de edad cuaternaria. Así debemos mencionar las costras ferruginosas de la región de Mopti (Mali), constituidas en los conos de deyección construidos a lo largo del Cuaternario por los torrentes que descienden de la Meseta de Bandiagara (TRICART, 1959). Por otro lado, Pellisier y Rougerie (1953) describen en la cuenca del Siguiri y del Milo (Guinea) un sistema de glaciares y de terrazas fluviales pleistocenas, cuya cobertera conforma auténticas costras aluviales y coluviales estrictamente ferruginosas. Algo similar sucede en la cuenca media del Senegal en Kaedi (Senegal-Mauritania) donde Michel (1959) analiza las costras ferruginosas originadas en varios niveles de terrazas y glaciares embutidos o en la cuenca del Falemé en Kenieba (Mali) estudiadas por T. Vogt (1956). Merecen también citarse las costras ferruginosas de piedemonte elaboradas en aureola en torno a la cadena birrimiana de Koudougou en la cuenca del Volta Negro (Burkina Faso) y en los montes Nimba y Simandou (Costa de Marfil-Guinea), los cuales apenas se despegan una distancia de algunos centenares de metros a varios kilómetros de dichas alineaciones constituidas por cuarcitas ricas en magnetita.

Para finalizar, en el Cuadrilátero Ferrífero de Belo Horizonte (Brasil), concretamente en la Sierra do Curral del Rey, Tricart (1961) señala que el proceso de encostramiento no es generalizado sino que está localizado estrictamente al piedemonte de las crestas apalachenses ricas en itabirita, donde se originan glaciares encostrados y costras ferruginosas de piedemonte.

Por lo que respecta al Campo de Calatrava la fuente suministradora de los componentes ferruginosos corresponde también al roquedo, concretamente al paleozoico donde los recubrimientos peliculares de hierro son especialmente abundantes en las areniscas, pizarras y cuarcitas del Tremadoc; así como en las areniscas y pizarras del Llavín-Llandeilo y en los niveles de pizarras y cuarcitas del Caradoc. Al mismo tiempo estos materiales paleozoicos constituyen las alineaciones serranas más destacadas que arman el relieve de esta zona volcánica, por lo que a partir de ellas el desarrollo de los mecanismos de arroyada pondrán en circulación dichos minerales.

Ahora bien, en el Campo de Calatrava las costras ferruginosas de acumulación absoluta presentan la peculiaridad, a diferencia de los ejemplos señalados del continente africano y sudamericano, de que en los procesos de lixiviación y acumulación han intervenido junto a las arroyadas mecanismos hidrotermales de carácter volcánico.

En este sentido es realmente ilustrativo comprobar cómo la morfogénesis de las costras ferruginosas se inicia aquí precisamente en los albores del Plioceno y se prolonga hasta el Pleistoceno superior e incluso Holoceno (Cuadro V), coincidiendo con el comienzo de la actividad volcánica que irrumpe en la transición del Mioceno superior al Plioceno inferior (EVI) y cesa en el Pleistoceno medio-superior, manteniéndose en la actualidad tan sólo manifestaciones termales.

Parece pues lógico suponer que la actividad hidrotermal principiara precisamente con las primeras erupciones de la EVI y que aquella se haya desarrollado casi ininterrumpidamente hasta nuestros días. Téngase en cuenta además que las costras ferruginosas se localizan exclusivamente en torno a los cordales serranos (ricos en hierro) donde también se sitúan los verenos, dispuestos según pautas estructurales tectónicas. Sería vano intento pretender con ello clasificar genéticamente todas las costras del Campo de Calatrava como hidrotermales, toda vez que es improbable y hasta cierto punto descabellado considerar que dichas manifestaciones alcanzasen tal volumen de caudal que afectasen al conjunto de las laderas de las alineaciones analizadas. Ahora bien, es más que evidente que los hervideros ferruginosos han actuado como agentes sumamente efectivos, dado sus peculiares características físico-químicas (alta temperatura, alto contenido de CO₂, pH bajo, etc.),

CUADRO V
CRONOLOGIA RELATIVA DE LAS COSTRAS FERROMANGANESIFERAS DEL CAMPO DE CALATRAYA

| Actual | Subactual | Holoceno | Pleistoceno | | | Plioceno | |
|--|--|---|--|---|---|---|--|
| | | | Superior | Medio | Inferior | Superior | Inferior |
| Precipitación de oxidohidróxidos de hierro en los manantiales termales | Tobos ferruginosos de los manantiales de Fuentillejo II y Piedra de Hierro | Costra carbonatada-ferruginosa del manantial de Villar del Pozo | Nivel de acumulación fluvial +1-2 m. del Guadiana (finca el valle) | Terraza fluvial + 10 m. del Guadiana (Finca de Fuentillejo) | Terraza fluvial + 40 m. del Guadiana (Colodrilla) | Paleosuelo rojo del Chorrillo (nódulos de hierro) | Abanicos aluviales del Chorrillo, la Zurda y de los Hervideros |
| | | | Glaciés de acumulación G1 (Medias Lunas) | Glaciés de acumulación G2 (Medias Lunas) | Glaciés de acumulación G4 y G3 (Medias Lunas) | Costra ferruginosa del Enebrillo | |
| | | | | Encostramiento de la raña de Quinta de Hierro (Navalonguilla) | Glaciés coluviales y conos de deyección del Artesón | Materiales piroclásticos y colada lávica del volcán del Enebrillo | |
| | | | | | Encostramiento de la raña del cordal de Navalonguilla | | |
| | | | | | Glaciés coluviales del cordal Hervideros | | |
| | | | | | Glaciés coluvial del Chorrillo (Cordal de la Zarza) | | |

lixiviando el hierro existente en el sustrato y acumulándolo en las inmediaciones, esto es, en los recuestos de la ladera de los cordales serranos.

Por esta razón podemos manifestar que las aguas termales han sido de una ayuda inestimable para las arroyadas elementales, las cuales por sí solas habrían actuado de forma más atenuada. Así pues, arroyadas elementales y fenómenos hidrotermales han debido actuar a veces conjuntamente y otras por separado, explicándose así la magnitud y entidad que en este área alcanzan los procesos de encostramiento ferruginoso.

Sólo desde el punto de vista mineralógico podemos despejar ciertas incógnitas concernientes a la participación de los manantiales termales en los procesos de encostramiento ferruginoso aunque, por supuesto, sin precisar el grado de intervención. A través de los difractogramas presentados a lo largo del capítulo se observan como los minerales de las costras se reducen básicamente a dos: cuarzo y oxihidróxidos de hierro. El primero corresponde al esqueleto detrítico que define las formaciones superficiales afectadas por el encostramiento y los segundos (constituidos básicamente por goethita y en menor medida hematites) conforman el cemento que consolida y amalgama las formaciones detríticas.

En lo que atañe a los residuos que actualmente se depositan en los manantiales termales del Campo de Calatrava se aprecia que hay una mayor diversidad de minerales. A pesar de ello, el hierro sigue siendo el componente mayoritario de forma muy destacada y además cristalizado como goethita, con apenas trazas de lepidocrocita. Asimismo es frecuente la presencia de espato ferromanganeso, esto es, de siderita manganesa que además de carbonato de hierro y manganeso tiene zinc. También es común como en las costras que en los residuos de las aguas haya cuarzo. Entre los minerales accesorios se encuentran oxihidróxidos de manganeso, cristalizados como ramsdellita y manganita. Finalmente aparecen también calcita, dolomita, feldespatos y esporádicamente ilmenita (titanato ferrífero) y anatasa (óxido de titanio).

Queda pues patente a la luz que arrojan los resultados mineralógicos que los manantiales termales depositan una gran cantidad de goethita, componente mayoritario en las costras ferruginosas generadas a lo largo del Plioceno y del Cuaternario, por lo que al menos hay una similitud mineralógica muy significativa. Por otro lado, debemos añadir que a pesar de que en los difractogramas efectuados en estas costras sólo aparezcan oxihidróxidos de hierro como único mineral constitutivo del cemento, sin embargo, éstos se acompañan aunque en cantidades nimias de óxidos de manganeso y de cobalto y níquel, los cuales alcanzan una ley media de 0,3062% (CRESPO ZAMORANO et al., 1988).

La presencia de tales metales estratégicos en las costras ferruginosas y la gran variedad de minerales, algunos de ellos francamente poco comunes (entre ellos manganeso y titanio), que se están depositando actualmente en los hervideros permiten sospechar que procedan de aportes de origen magmático, certificando así la intervención de las aguas termales en la elaboración de tales costras ferruginosas. Por lo demás este fenómeno es muy común en las zonas volcánicas activas donde el termalismo alcanza proporciones a veces inmensurables, sobresaliendo el caso de las islas Kuriles (destacan los manantiales termales de Nachalevskii), de Japón (manantiales Manza en el volcán Kutsasu), isla de Java (volcán Tankuban Prakhn) e incluso de las dorsales oceánicas cuyas costras ferruginosas submarinas contienen además de los oxihidróxidos de hierro y manganeso, trazas de cobalto, níquel, cobre, etc. (CHAMLEY, 1989).

Para concluir, tanto la proximidad espacial entre las formaciones afectadas y los manantiales termales, como la similitud mineralógica de los cementos de las costras y de los residuos precipitados actualmente son pruebas preliminares conducentes a considerar como válida la hipótesis de la participación de la actividad hidrotermal en la morfogénesis de los encostramientos ferruginosos.

El último requisito que parece haber sido también muy favorable a tales procesos de encostramiento está relacionado con las condiciones climáticas imperantes. Sabemos, en efecto, a través de las distintas formas y depósitos afectados por costras ferruginosas, los cuales cronológicamente corresponden a épocas que van desde el Plioceno inferior hasta el Pleistoceno superior, que el período de morfogénesis ha sido muy dilatado en el tiempo. Esto significa que las condiciones paleoclimáticas han debido mantenerse muy homogéneas favoreciendo tales procesos, por lo cual sin duda debieron regir estaciones contrastadas con períodos húmedos y secos. No obstante, este paleoclima extremado probablemente se haya ido atenuando progresivamente del Pleistoceno al Holoceno como lo confirma la merma de tales procesos de encostramiento, pudiendo muy bien corresponder con ambientes mediterráneos más acentuados que el actual, sin necesidad de recurrir a modalidades de tipo subtropical o tropical. Tanto más por cuanto que desde el Plioceno superior hasta el Pleistoceno superior se ha producido edafogénesis de varios niveles de paleosuelos rojos mediterráneos en este área concreta (MONTURIOL et al., 1970 y MOLINA, 1975 y 1976).

CONCLUSIONES

El Campo de Calatrava constituye una unidad morfoestructural del borde meridional de la Submeseta Sur, ligeramente deprimida respecto al relieve apalachense de Los Montes de Toledo al N y el de Sierra Morena al Sur, caracterizada morfológicamente por un relieve volcánico terciario-cuaternalio, cuyas manifestaciones volcánicas presiden el comienzo de la apertura de las subcuencas terciarias. Por consiguiente, no cabe la menor incertidumbre de que las claves para la interpretación de la evolución geomorfológica residen en las interferencias que el fenómeno eruptivo produce en los depósitos terciarios y en las formas de modelado labradas a lo largo de este dilatado período de tiempo.

En concreto, la formación de las subcuencas terciarias del Campo de Calatrava se inician tardíamente, a saber, en torno al Mioceno superior como consecuencia de los procesos distensivos que suceden a la compresión bética del Serravaliense-Tortonense (IGME, 1988), que reactivan las fracturas tardihercénicas de dirección N-S, E-O y NE-SO. Se originan de este modo las principales subcuencas del Campo de Calatrava tales como las de Corral de Calatrava, Alcolea de Calatrava y Ciudad Real, a la par que comienzan las primeras manifestaciones eruptivas.

El relleno de las subcuencas sedimentarias viene marcado por una formación detrítica basal (F.D.B.) formada por lechos arenosos y cantos cuarcíticos redondeados, los cuales reposan directamente, en discordancia erosiva, sobre el sustrato paleozoico, sin que se interponga entre ambas formaciones una coraza ferralítica.

Las características granulométricas de la F.D.B. grosera, dominada por cantos pequeños (mediana de 50 mm) bien desgastados (con mediana en torno a 200), y de la fina (formada por arenas medias con estratificación curva-

da paralela y cruzada, con cantos blandos y curvas de acumulación hiperbólicas, sigmoidales y parabólicas) revelan que se trata de facies distales de abanicos aluviales depositadas bajo mecanismos fluviales de escasa competencia de arrastre que evolucionan a condiciones fluvio-lacustres. En referencia a su cronología sólo podemos especificar que la edad más reciente que puede atribuirse corresponde al Mioceno superior, toda vez que se hallan fosilizados bajo depósitos featomagmáticos, margosos y calcáreos de edad pliocena.

Conviene subrayar, además, que cuando la F.D.B. reposa sobre materiales pizarrosos del sustrato, éstos se hallan alterados profundamente superando más de 20 m de espesor. No obstante, dicha alteración no está asociada a procesos de lateritización del zócalo, reduciéndose a una mera sericitización, de ahí el predominio de las illitas (80%) y en menor medida de la caolinita (20%). Es evidente, como así lo ratifican los sondeos practicados en este sector, la inexistencia de la coraza ferralítica entre el zócalo paleozoico y los sedimentos terciarios.

Por consiguiente, es más que improbable que el zócalo paleozoico haya sufrido, entre el Eoceno inferior y el Mioceno inferior, una intensa alteración química bajo condiciones morfoclimáticas tropicales, todo lo más una sericitización en un ambiente de biostasia imperante durante un dilatado período de tiempo, que se interrumpe además con la deposición de la F.D.B.

Sincrónicas a la deposición de la F.D.B. acontecen en el interior de las subcuencas las primeras manifestaciones eruptivas, como se comprueba al observar depósitos freatomagmáticos intercalados entre la fracción grosera de la F.D.B.

En realidad, durante la sedimentación neógena acaecen, al menos en el sector central de esta comarca, tres etapas eruptivas, de las cuales las dos primeras adoptan dinámicas explosivas de estilo freatomagmático, reflejando así el ambiente endorreico y lacustre de las subcuencas terciarias y la facilidad con que se producía el contacto entre el agua y el magma. No obstante, los resultados morfológicos fueron muy diferentes. En efecto, del primer episodio (EVI), transcurrido entre finales del Mioceno superior e inicios del Plioceno inferior, tenemos constancia de tal suceso merced a la conservación de materiales freatomagmáticos, pues no se ha conservado ninguna forma volcánica.

Por contra, del segundo evento eruptivo (EV2), ocurrido a fines del Plioceno inferior o en la transición al Plioceno superior, disponemos de vestigios morfológicos perfectamente reconocibles. Se trata, en concreto, de seis cráteres explosivos constituidos por Las Higuieruelas, Galiana, Cantarranas, Benavente, La Encomienda y Los Corrales, caracterizados por depresiones

circulares, semicirculares y de media luna (cuyas dimensiones son de 350 a 900 m de diámetro y de 5 a 20 m de profundidad), orlados por calizas ruscinienses basculadas hacia el centro de la hondonada. Tales basculamientos se deben a la subsidencia volcano-tectónica que experimenta el bordel del cráter y el diatrema tras la distensión posteruptiva, como consecuencia de la apertura de fracturas anulares y la diagenetización de las oleadas piroclástica húmedas que sustentan las calizas del borde cratérico y rellenan el conducto volcánico. Por otro lado, las dislocaciones que experimentan las calizas ruscinienses con buzamientos contrapuestos son debidas a que las oleadas húmedas subyacentes sufren, merced a la presión que aquéllas ejercen mediante su peso, procesos de deshidratación y compactación que conllevan pérdidas de volumen y reajustes subsidentes.

Por consiguiente, no puede imputarse que las deformaciones puntuales que adoptan las calizas ruscinienses se generen a partir de fases tectónicas regionales, bien sea la F2 (MOLINA, 1974 y 1975) o la iberomanchega I (PEREZ GONZALEZ, 1982), ni siquiera por colapsos de calderas (IGME, 1988) toda vez que es un volcanismo monogénico.

La tercera etapa eruptiva, que cierra el proceso de sedimentación neógena, se caracteriza por mecanismos eruptivos típicamente estrombolianos que edifican al menos, con certeza, los volcanes del Cabezo del Moro y Juan de la Puerta, aunque debieron originarse lógicamente muchos otros. Concretamente, estos aparatos se forman entre el Villafranquense inferior-medio, puesto que sus piroclastos emitidos yacen en el interior del cráter explosivo de Las Higuieruelas, fosilizando el elenco faunístico, allí instalado, constituido por *Anancus avernensis*, *Hipparion rocinantis*, *Cervus cf. cusanus* y *cf. perrieri*, *Gazella sp.*, etc.

En definitiva, este tercer episodio volcánico (EV3), representado por los edificios del Cabezo del Moro y Juan de la Puerta, señala el fin de las manifestaciones volcánicas freatomagmáticas ocurridas en el seno de las subcuencas endorreicas.

Finalmente, hemos distinguido una cuarta etapa volcánica (EV4), de mayor variedad de dinámicas y diversidad de tipologías morfológicas, que se desarrolla desde el Pleistoceno inferior hasta el Pleistoceno medio-superior, siendo los aparatos que hemos podido datar mediante cronología relativa los siguientes: volcán de Malos Aires (Pleistoceno inferior), cráter explosivo de La Posadilla (Pleistoceno medio), cráter explosivo de El Portillo (Pleistoceno medio-superior), cráter explosivo de Cuelgaperros (Pleistoceno inferior-medio), Cerro de la Viña (Pleistoceno inferior) y Cerrajón de La Puebla (Pleistoceno medio-superior).

El volcanismo intraplaca del Campo de Calatrava es de naturaleza ultrabásica y básica alcalina y se compone de volcanes centrales y simples, esto es, monogénicos, articulados en torno a líneas estructurales de dirección ONO-ESE a NO-SE las principales y de ENE-OSO a NE-SO las secundarias.

Desde el punto de vista morfológico hemos distinguido, empleando la clasificación de volcanes centrales simples de Rittmann (1963) y revisando la toponimia local usada por Hernández-Pacheco (1932), un total de cuatro tipos de aparatos eruptivos: cráteres explosivos (con subsidencia volcano-tectónica del borde pericratérico y del diatrema, con borde anular de depósitos freatomagmáticos y sin borde), volcanes piroclásticos, mixtos y lávicos monogénicos en forma de negrizales, castillejos y cabezos.

Los cráteres explosivos, producto de erupciones freatomagmáticas, son los aparatos más singulares y abundantes del Campo de Calatrava. No obstante, no hay representación de otros edificios como son los *tuff rings* y *tuff cones*, también freatomagmáticos, pero cuyas depresiones cratéricas se sitúan por encima de la superficie preeruptiva.

Los cráteres explosivos con subsidencia volcano-tectónica pericratérica y del diatrema son los centros eruptivos de mayor antigüedad (Plioceno inferior-superior), mientras que los de borde anular freatomagmático y los carentes del mismo corresponden bien al Pliocuaternario o al Pleistoceno indistintamente. La diferencia entre ambos tipos estriba en que las depresiones sin anillo freatomagmático se localizan preferentemente en las serratas paleozoicas, toda vez que la nube explosiva se desplaza dirigida en un sentido único. Por contra, las depresiones circundadas por el borde anular freatomagmático se originan preferentemente en las planicies terciarias donde las nubes explosivas adoptan forma anular y depositan en torno a la hondonada materiales freatomagmáticos.

Los volcanes piroclásticos se reducen a pequeños conos de materiales de proyección aérea, sin cráter cimero, formados por bombas, escorias y lapillis. Carecen también de materiales lávicos bien en forma de mantos o de coladas. El número de centros de este tipo es muy escaso, limitándose al Cabezo del Rey, Cabezo Jimeno, Cabezo de la Serna y Cerro de la Sabineta.

Los volcanes mixtos están formados por conos piroclásticos de mayores dimensiones coronados, en ocasiones, por cráteres circulares de pequeñas dimensiones y coladas lávicas fluidas emitidas desde la boca eruptiva o la base del cono, las cuales se desplazan por las inmediaciones en forma de abanico o encauzadas por pequeños vallejitos. A esta modalidad corresponde Peñarroya, Cerro de la Zurriaga, La Atalaya, Cabezo del Moro, Juan de la Puerta y Cabeza Parda.

Los volcanes lávicos monogénicos se componen de materiales lávicos originados a partir de erupciones efusivas tranquilas, en las que las manifestaciones explosivas ocupan un espacio reducido. No obstante, en esta categoría morfológica se diferencian a su vez tres subtipos: los negrizales compuestos por coladas lávicas muy fluidas que se extienden abarcando una amplia superficie (Cabezo de la Plata y La Halconera); los cabezos definidos por la superposición de coladas muy viscosas, con intercalación de depósitos freatomagmáticos (Cabezo Galiana, Cabezo de los Pescadores, Cabezo Segura I y II, Cabezo del Hierro, Cerrajón de La Puebla, Cerro de las Morenas, etc.); y, por último, los castillejos que constan de lavas viscosas que se acumulan sobre el conducto de salida configurando perfiles puntiagudos (Cerro Negro, Ciruela, Cerro de Peñas Negras, Cerro de las Higueras, etc.).

La actividad volcánica también ha sido partícipe aunque de forma indirecta, esto es, a través de manantiales termales, en la morfogénesis de encostamientos ferromanganesíferos. En efecto, las corzas ferralíticas preneógenas de Eloy Molina (1975), no son sino formaciones superficiales cementadas exclusivamente por oxihidróxidos de hierro (fundamentalmente goethita y hematites), las cuales están constituidas por abanicos aluviales pliocenos, coladas lávicas villafranquienses, glacis de raña villafranquienses, glacis de acumulación pleistocenos, terrazas fluviales pleistocenas, coluviones würmienses y travertinos holocenos.

Estas costras ferruginosas, que afectan a formaciones tan dispares, se han formado a partir de mecanismos de acumulación absoluta, esto es, mediante acopio de oxihidróxidos de hierro proporcionados por aguas cargadas de dichas sustancias procedentes de áreas alóctonas, con la peculiaridad de que junto a las arroyadas elementales han intervenido también decisivamente las aguas termales.

En efecto, la actividad hidrotermal ha actuado de manera muy eficaz, dada sus singulares características físico-químicas (alta temperatura, elevado contenido de anhídrido carbónico, pH bajo, etc.), lixiviando el hierro contenido en el sustrato paleozoico, fundamentalmente de los niveles cuarcíticos del Tremadoc, pizarras del Llanvirn-Llandeilo y del Caradoc, y acumulándolo en los recuestos de las laderas de los cordales serranos. Concretamente, los análisis químicos y mineralógicos efectuados en 16 azancas revelan que sus aguas son asaz ferromanganosas, depositándose una media de 24,52 ppm de hierro y 0,30 ppm de manganeso. Desde el punto de vista mineralógico los residuos precipitados están constituidos fundamentalmente por goethita, siderita y cuarzo, a saber, los mismos minerales que componen las costras ferruginosas, toda vez que parte de la goethita posteriormente se transforma en hematites durante su envejecimiento.

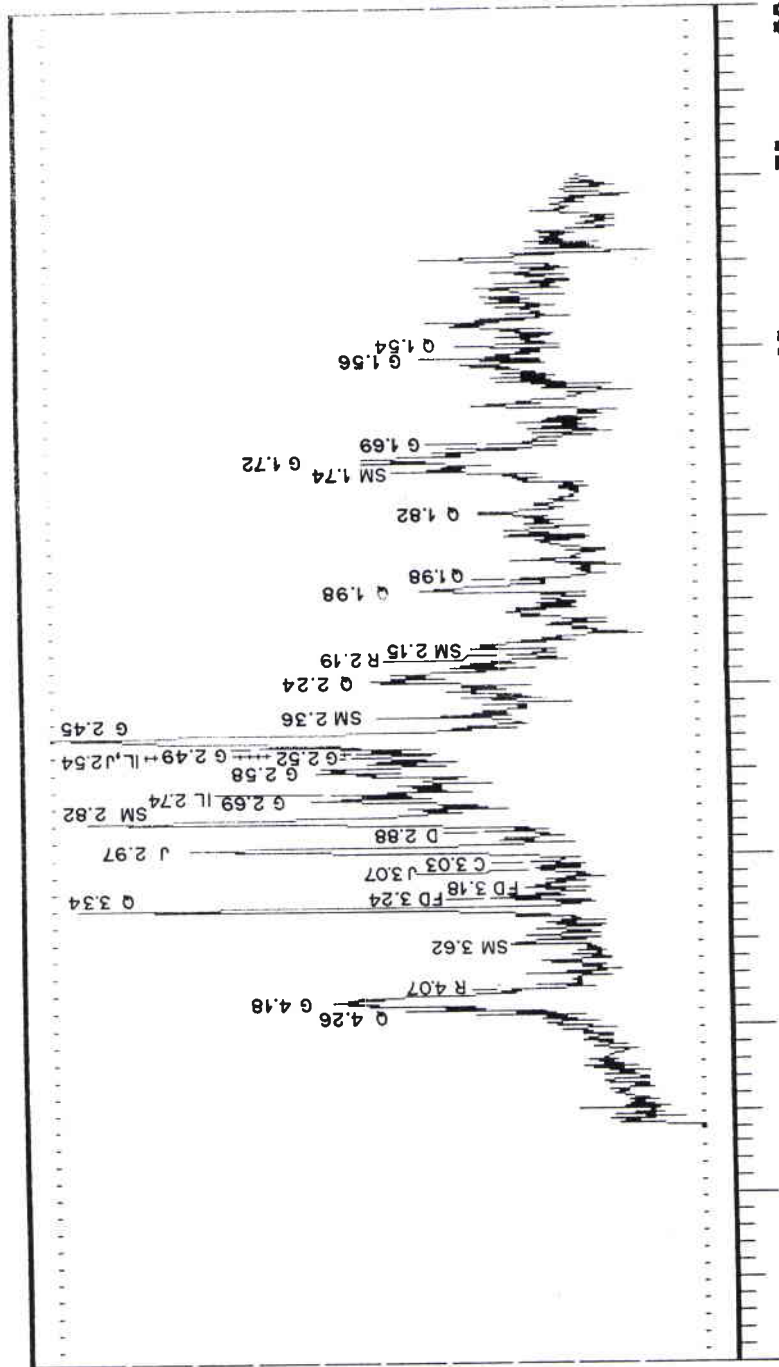
Por tanto, las costras ferromanganesíferas del Campo de Calatrava se forman a partir de mecanismos de acumulación absoluta, en la que la lixiviación y acumulación de tales componentes ferruginosos se realiza a través de aguas de arroyada y manantiales termales.

Por otro lado, las condiciones paleoclimáticas desde el Plioceno inferior hasta el Pleistoceno superior han debido de ser adecuadas para la liberación de oxihidróxidos de hierro, así como para su deposición y compactación. Esto significa que previsiblemente el ambiente morfoclimático se ha mantenido uniforme durante este dilatado período de tiempo, pudiendo muy bien regir un paleoclima mediterráneo extremado, sin necesidad de recurrir a modalidades de tipo subtropical o tropical, tanto más cuanto que desde el Plioceno superior hasta el Pleistoceno superior se ha producido en este área concreta la edafogénesis de varios paleosuelos rojos mediterráneos.

Al mismo tiempo, la morfogénesis de las costras ferromanganesíferas coincide cronológicamente con el desarrollo de las manifestaciones volcánicas, las cuales irrumpen en la transición del Mioceno superior al Plioceno inferior y cesan en el Pleistoceno medio-superior, manteniéndose actualmente en vigor los mecanismos hidrotermales.

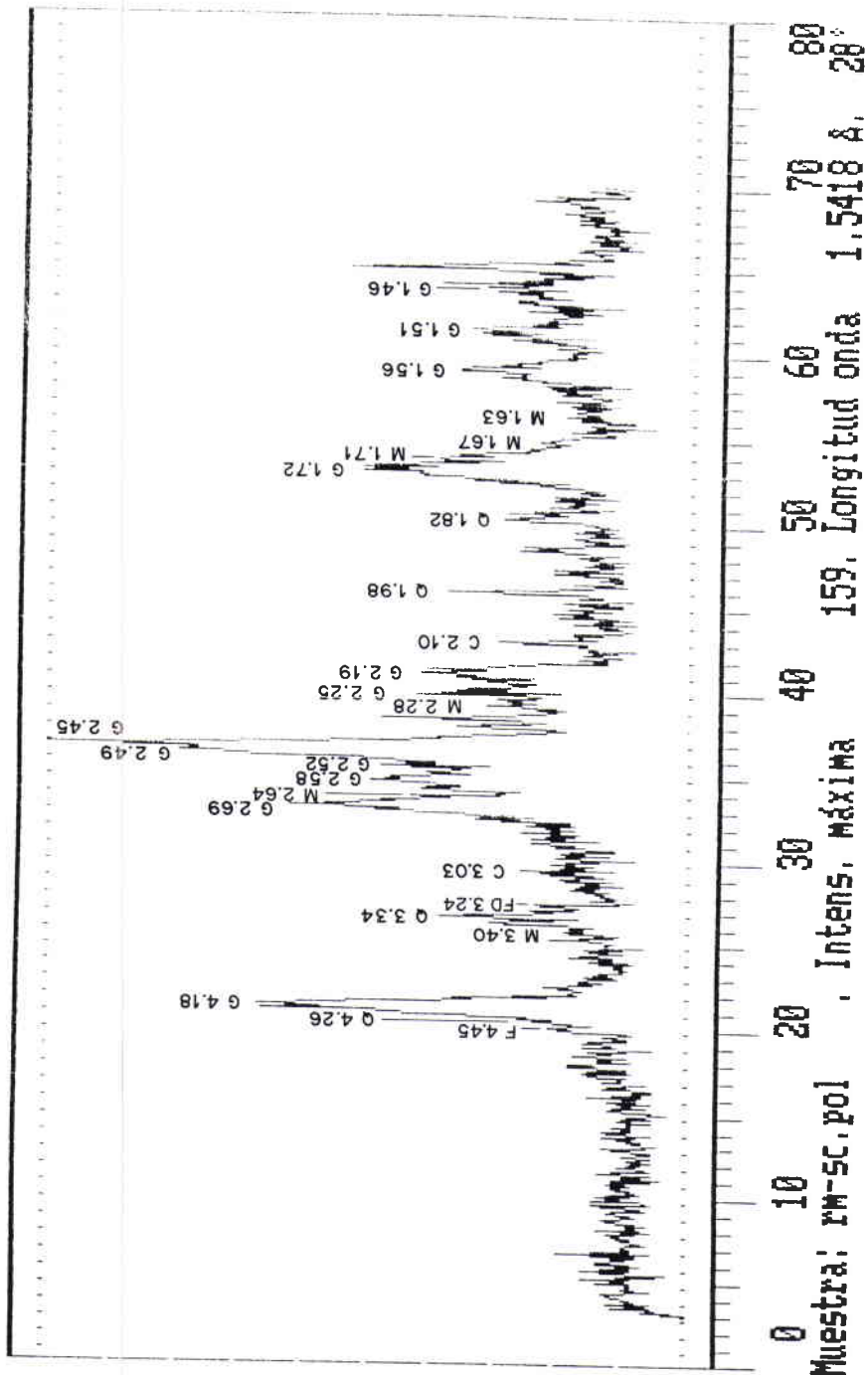
Finalmente, debemos señalar que las costras carbonatadas que definen la superficie tabular del extremo oriental del Campo de Calatrava, que se extiende a lo largo de más de 30 km hasta la Llanura manchega occidental, corresponden no al Pliocuaternario sino al Pleistoceno medio y se han originado a partir de procesos edáficos.

APENDICES GRAFICOS

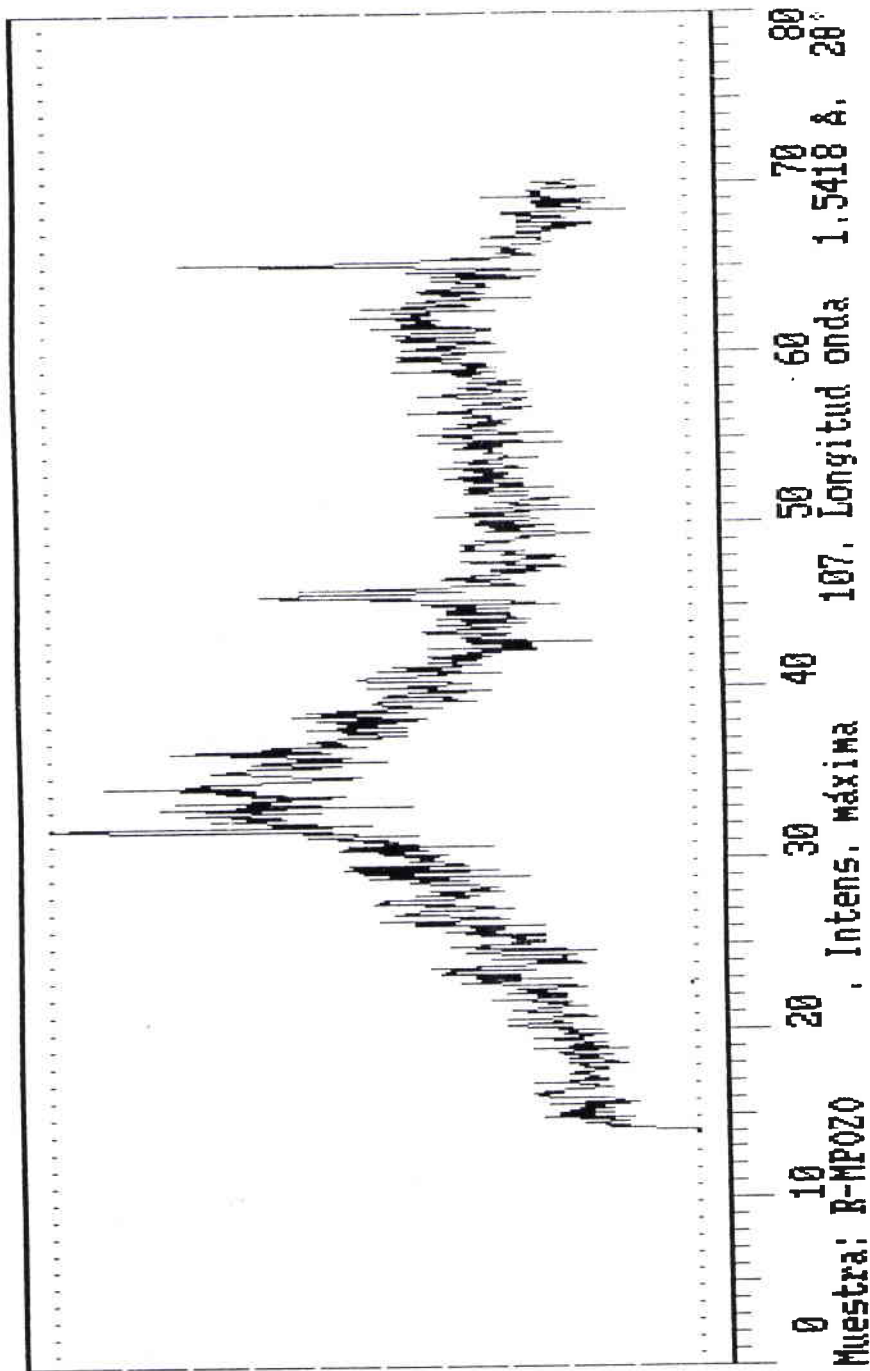


0 10 20 30 40 50 60 70 80
Muestra: R-CILL , **Intens. Máxima** **147. Longitud onda** **1.5418 A.** **2θ**

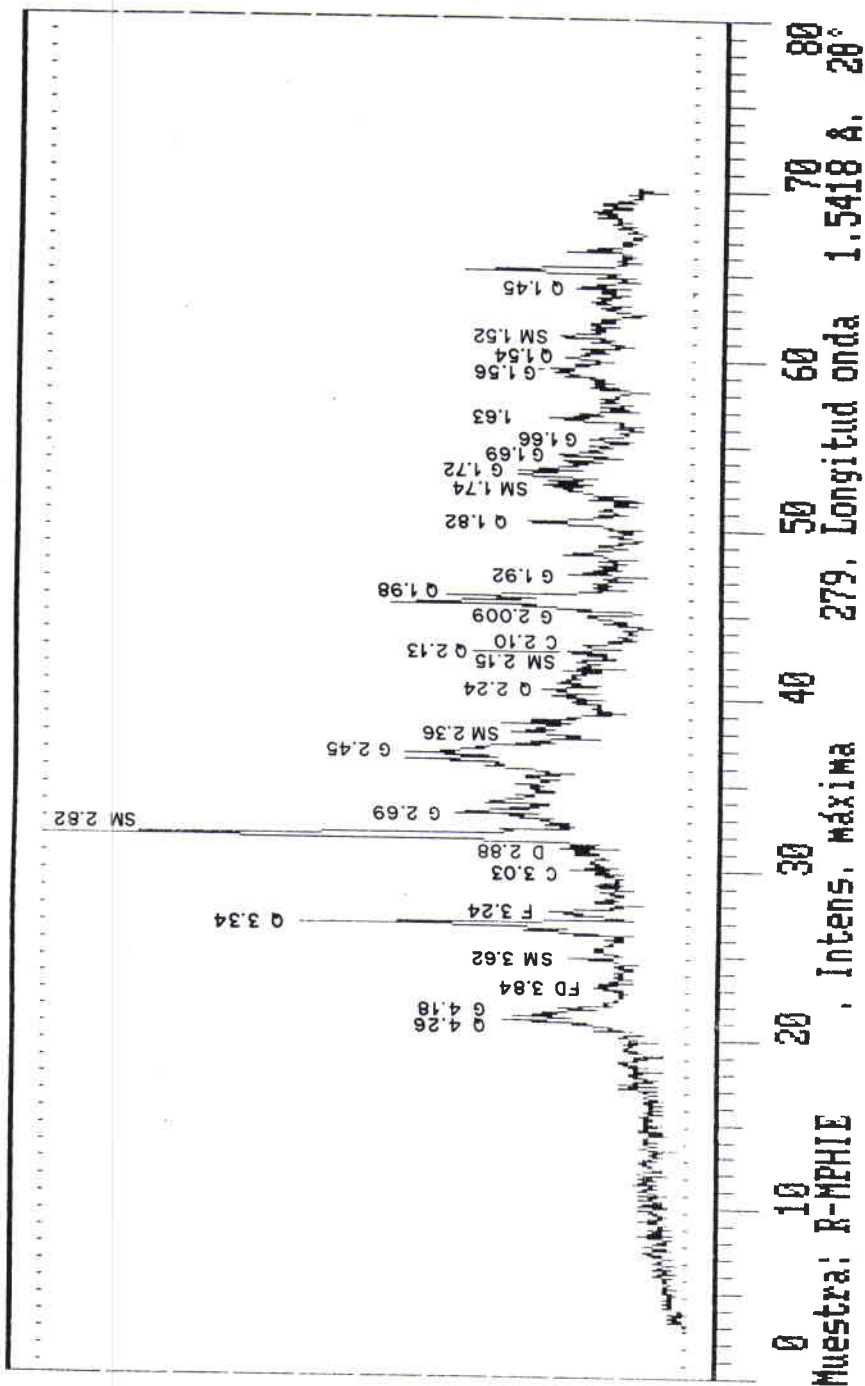
Apéndice I. Difractograma de rayos X de los residuos del hervidero pequeño de Villafranca.



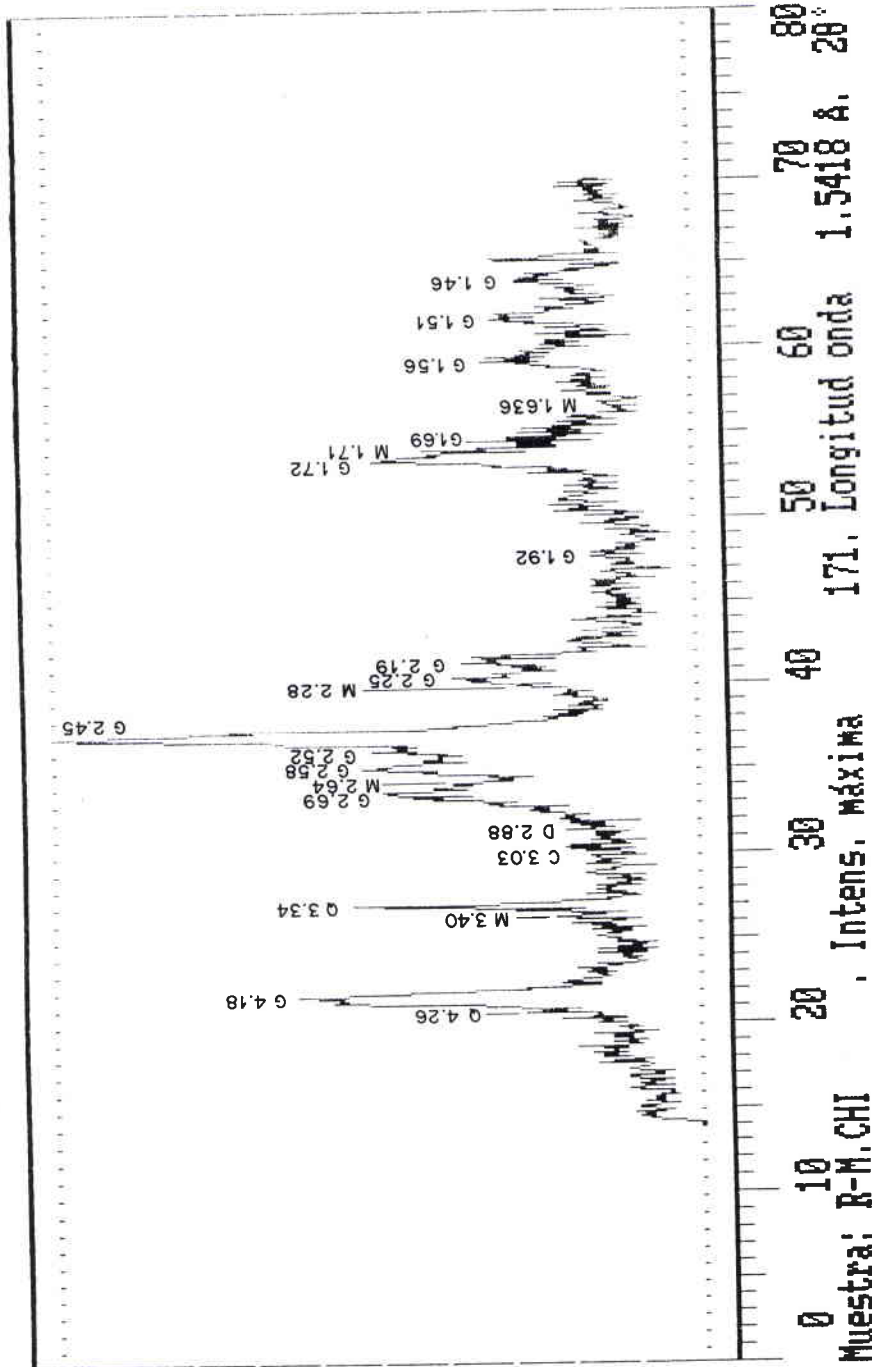
Apéndice II. Difractograma de rayos X de los residuos del hervidero pequeño de San Cristóbal.



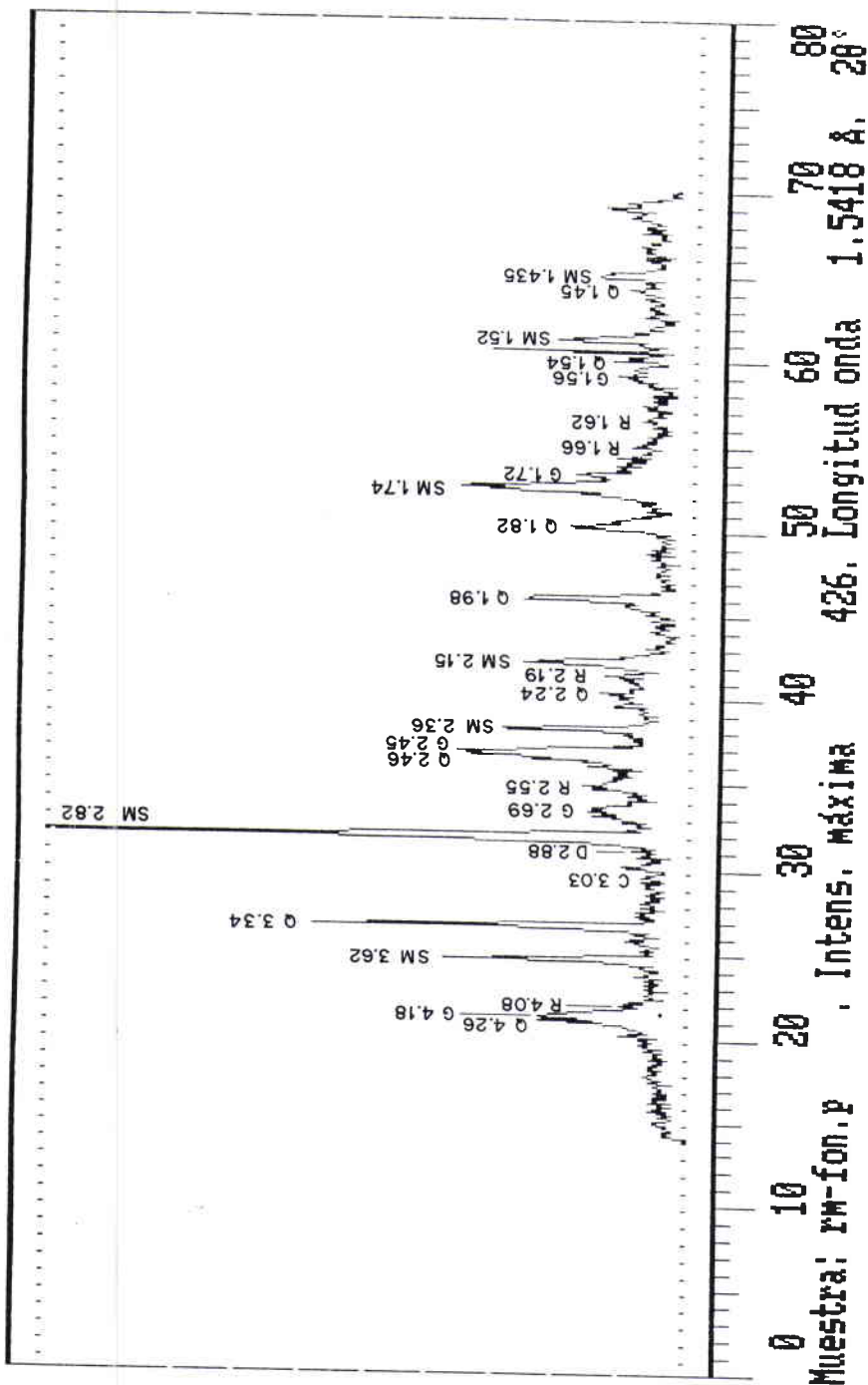
Apénd. III. Difractograma de rayos X de los remanentes del hervidero de Villar del Pozo.



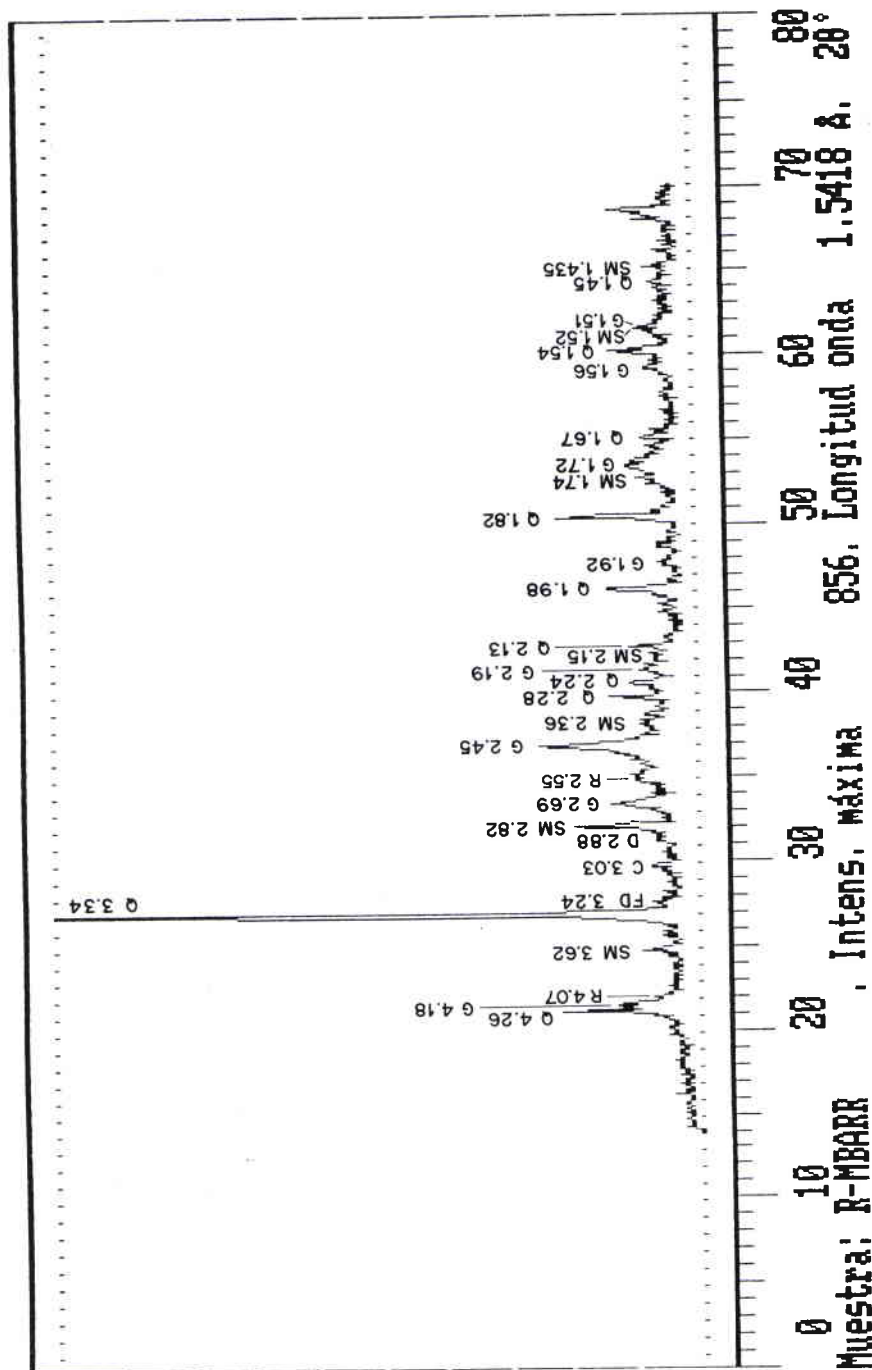
Apénd. IV. Difractograma de rayos X de los remanentes del hervidero de Piedra de Hierro.



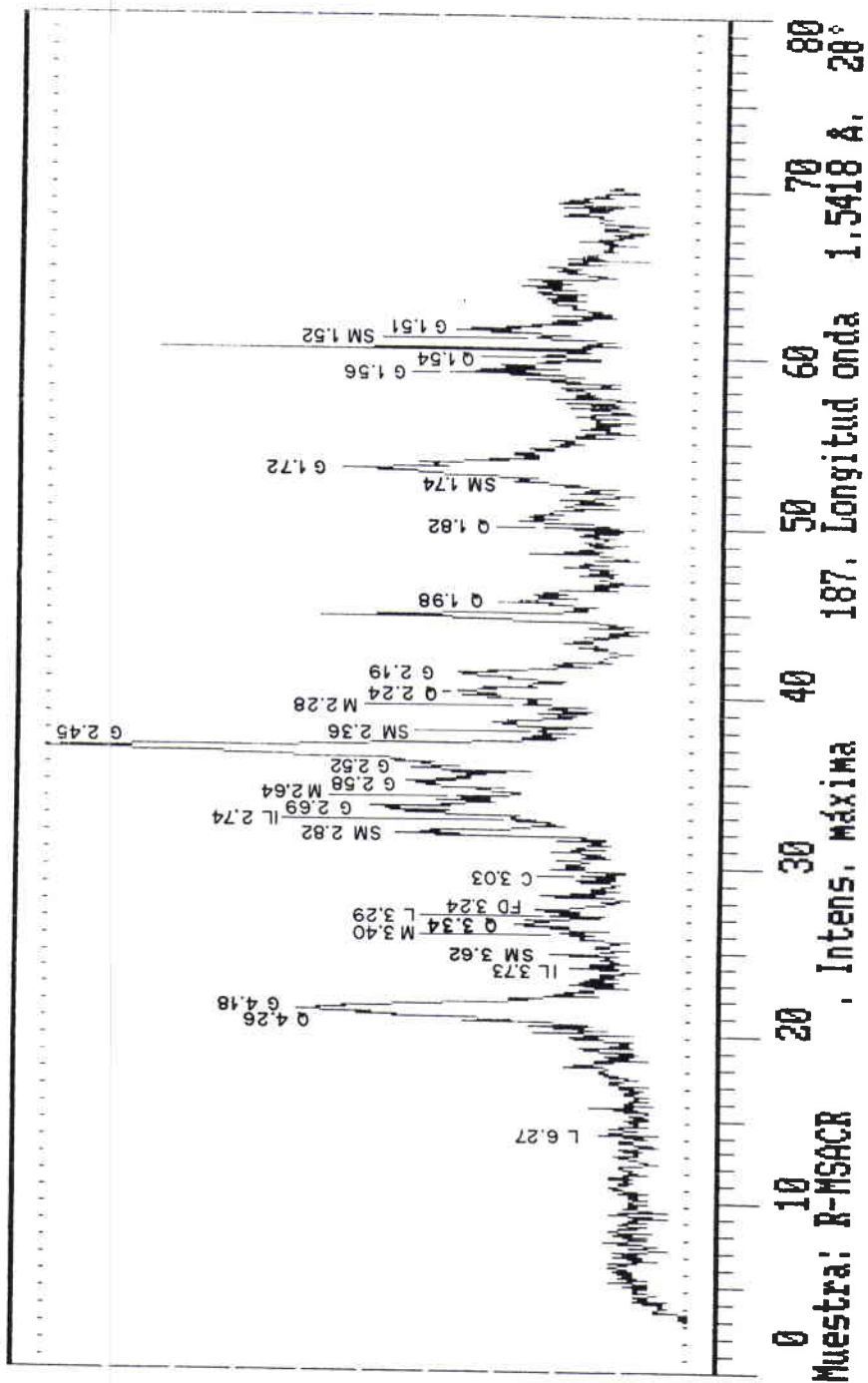
Apénd. V. Difractograma de rayos X de los remanentes del hervidero de Baño Chico.



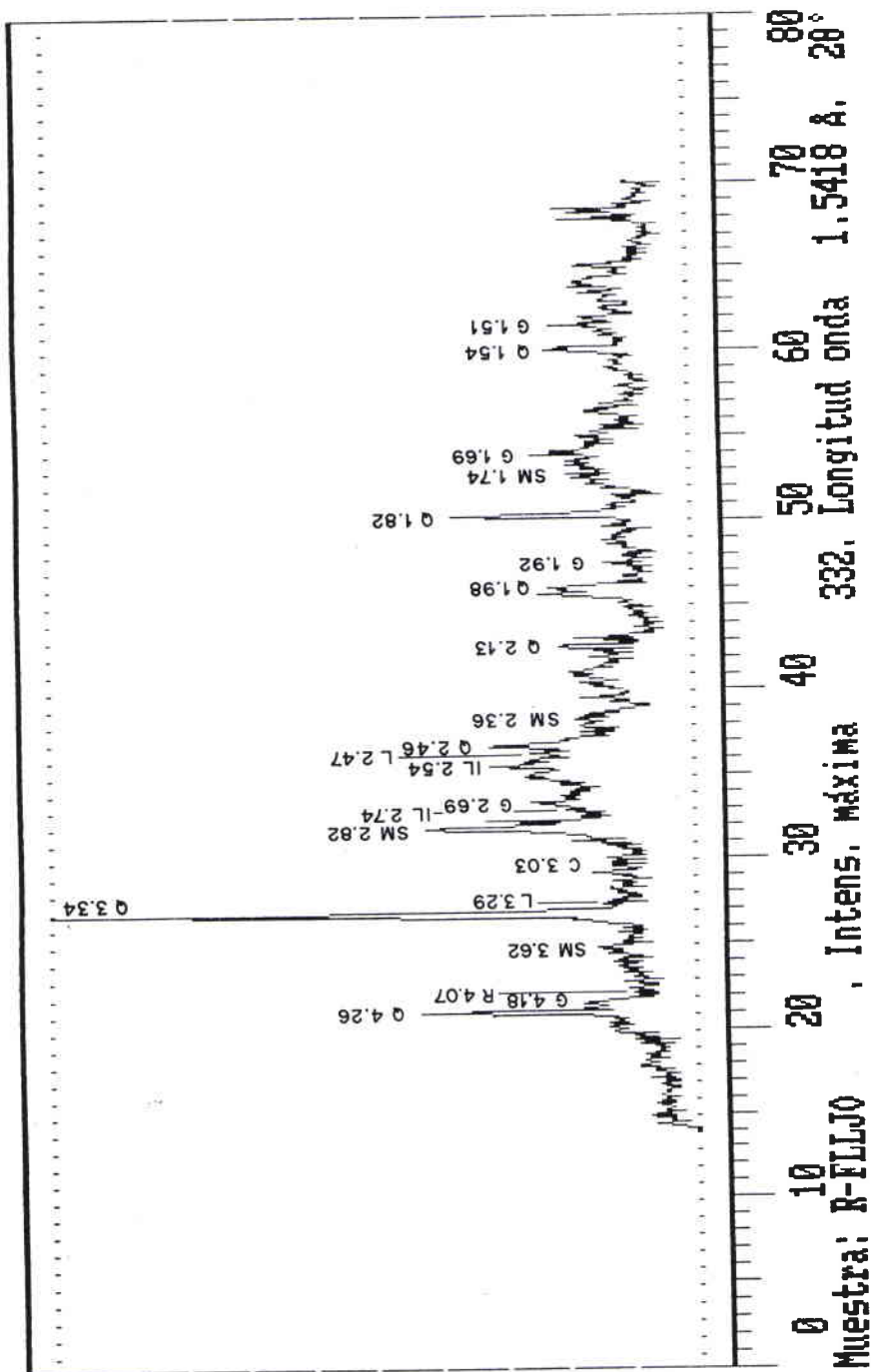
Apénd. VI. Difractograma de rayos X de los residuos del hervidero de Fontecha.



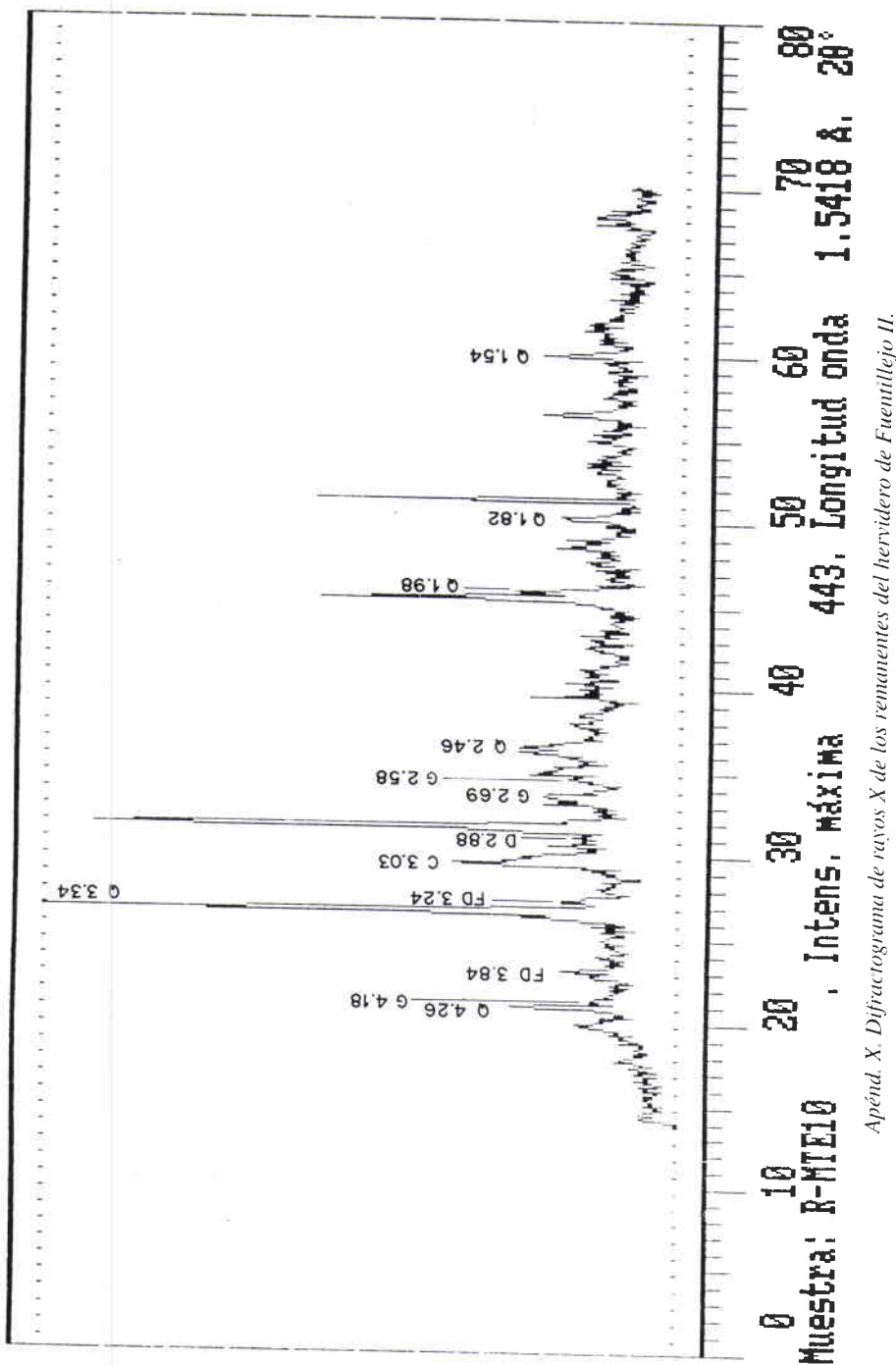
Apéndice VII. Difractograma de rayos X de los residuos del hervidero del Barranco.



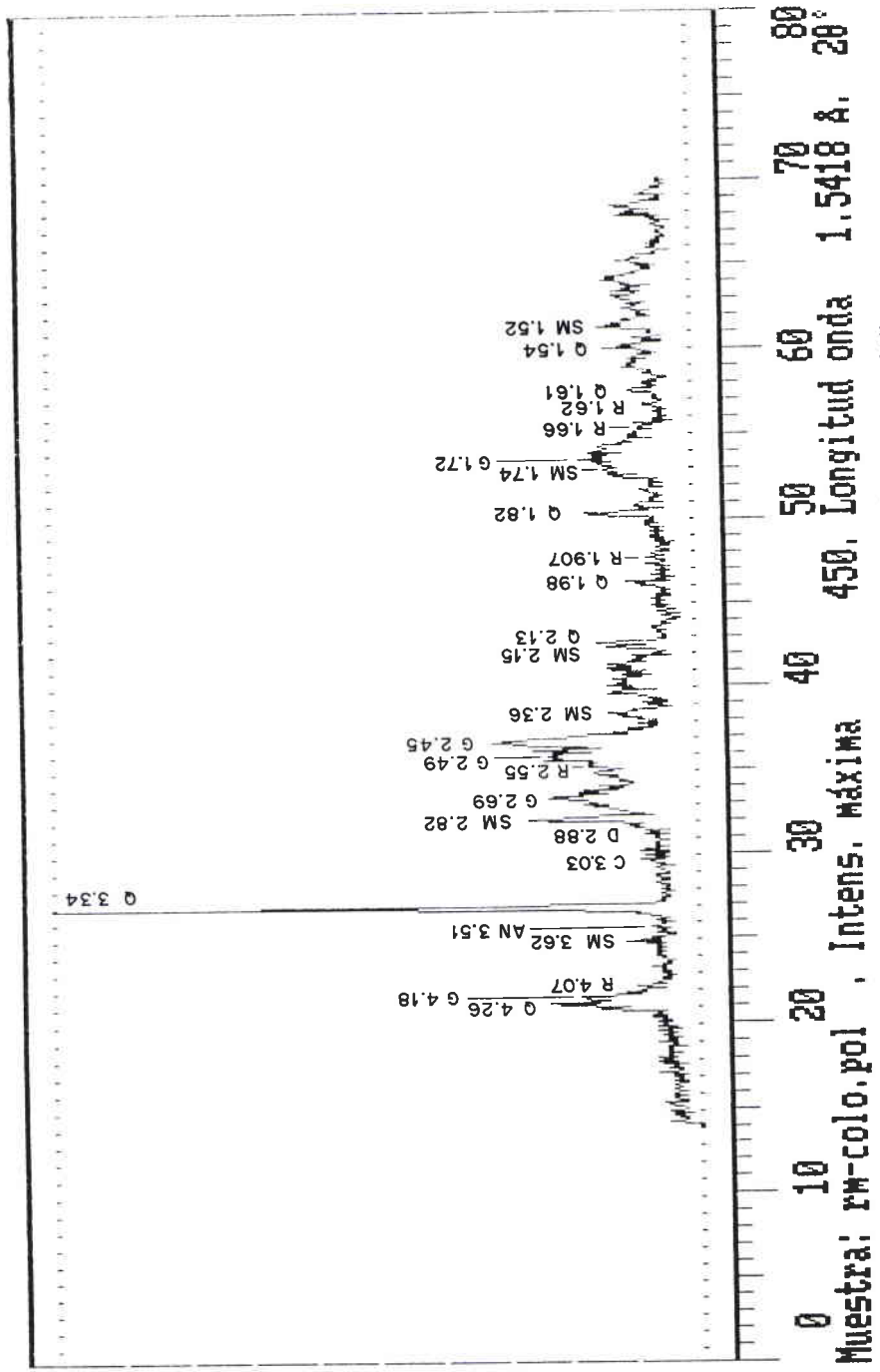
Apénd. VIII. Difractograma de rayos X de los residuos del hervidero de Saccharanta.



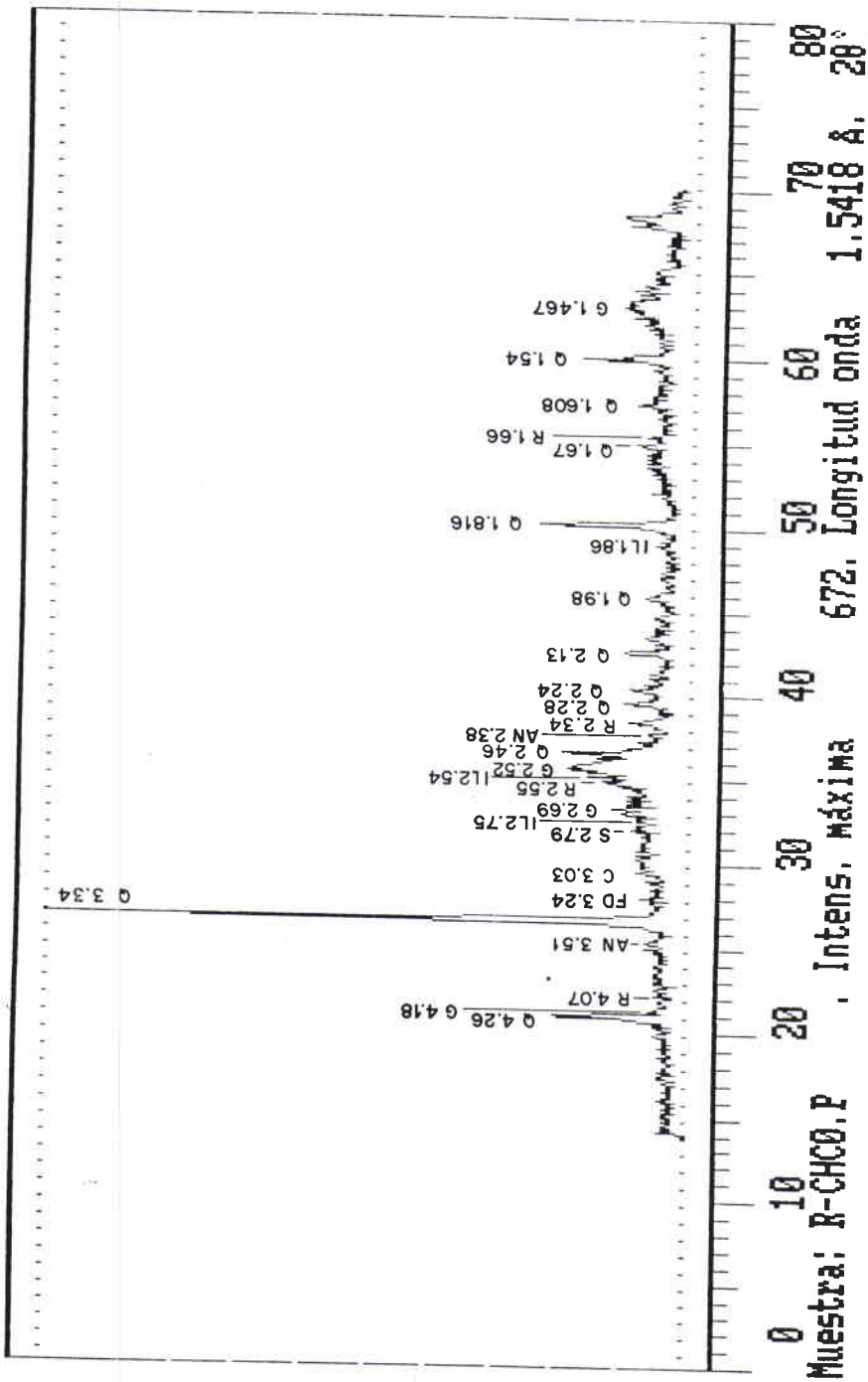
Apénd. IX. Difractograma de rayos X de los residuos del hervidero de Fuentillejo I.



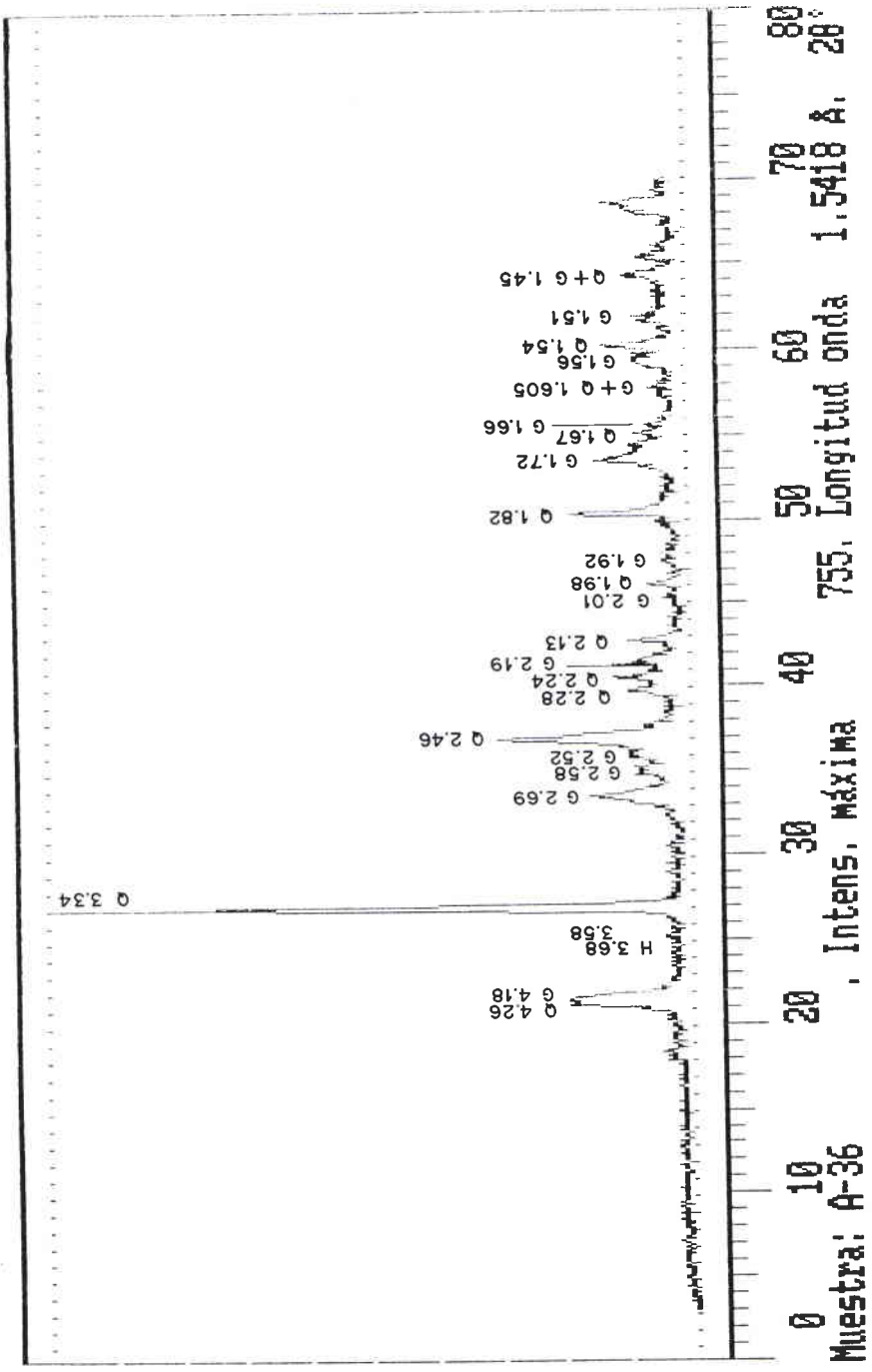
Apéndice X. Difractograma de rayos X de los remanentes del hervidero de Fuentillejo II.



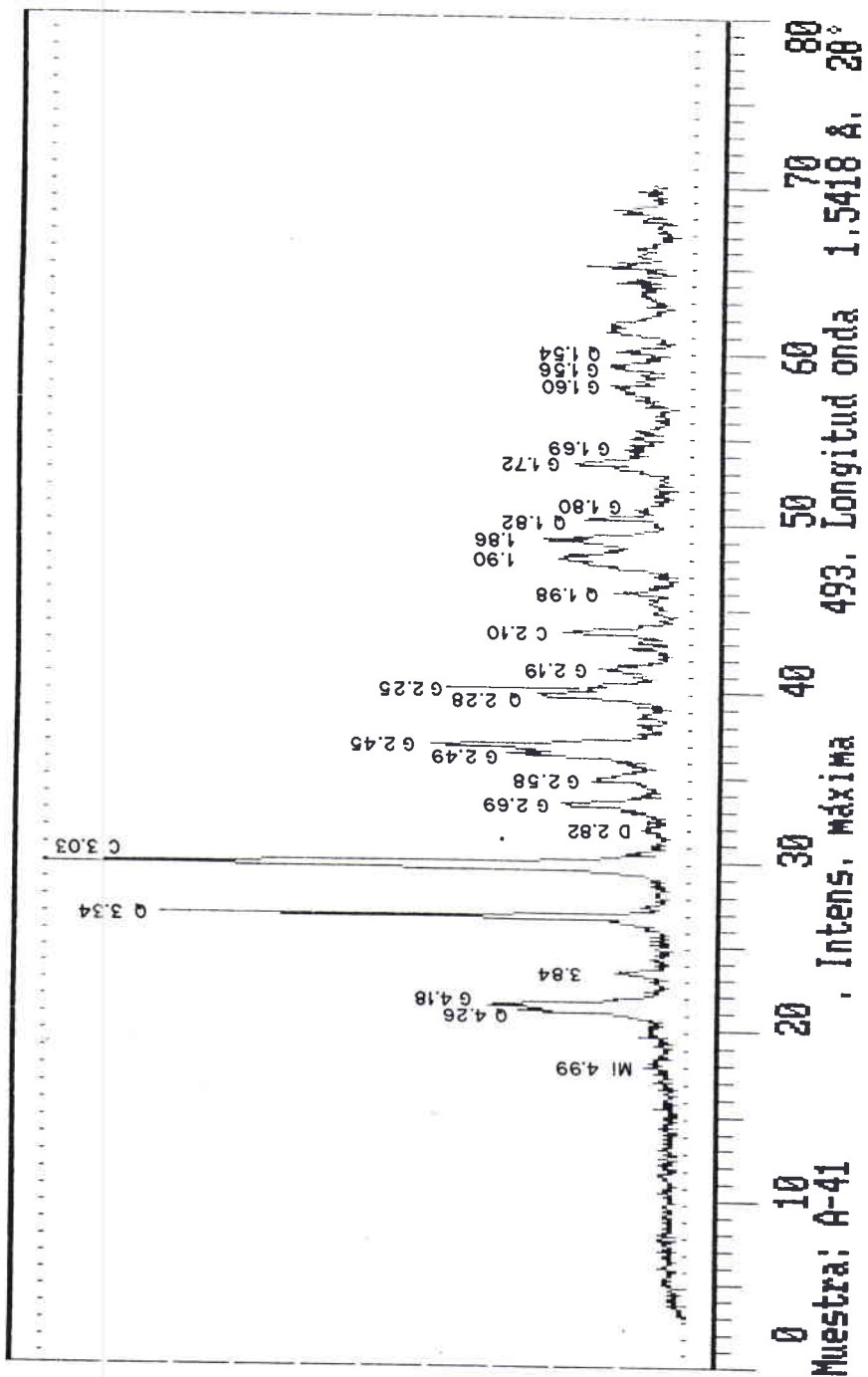
Apéndice XI. Difractograma de rayos X de los remanentes de la fuente de Colodrilla.



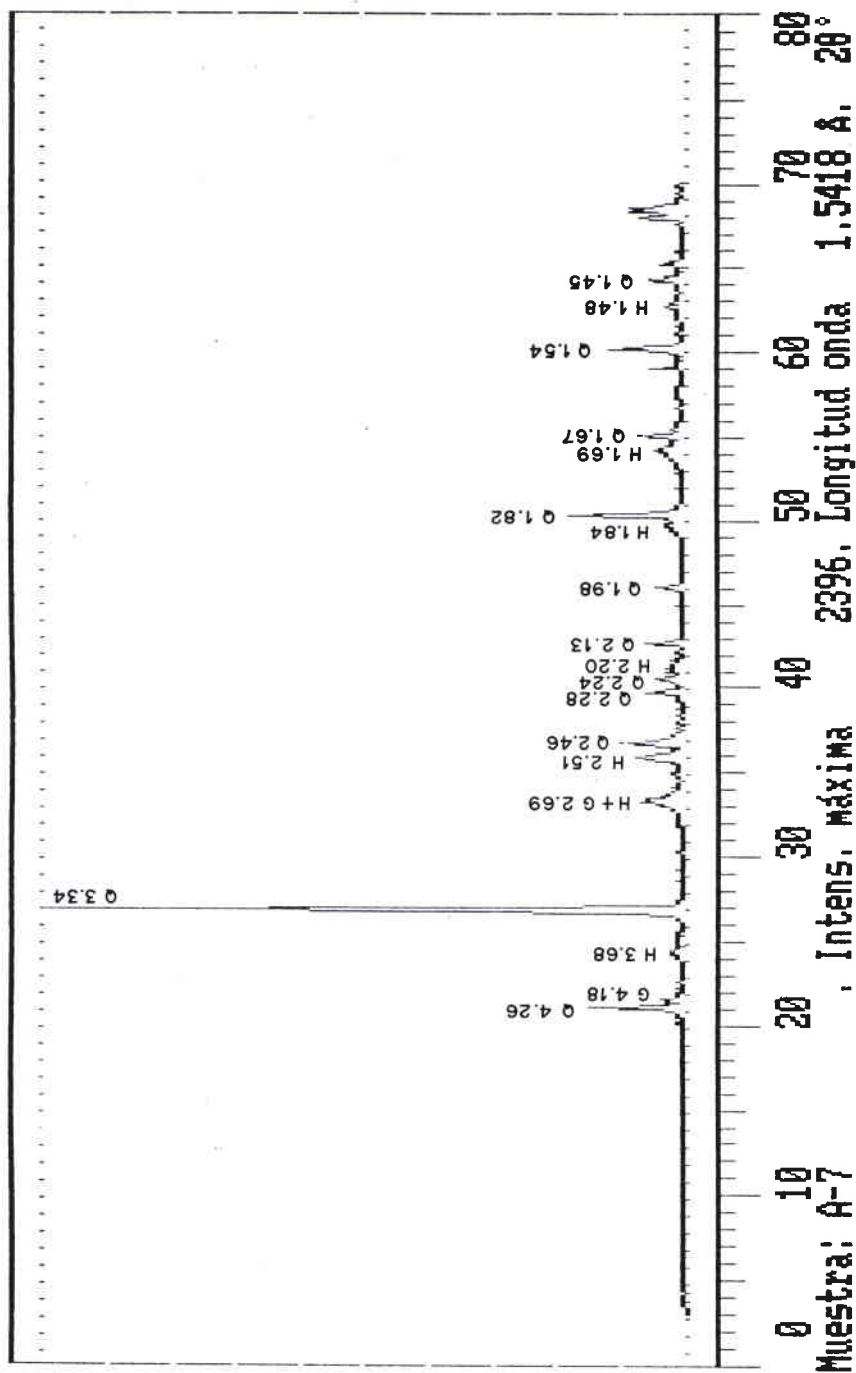
Apénd. XII. Difractograma de rayos X de los residuos del hervidero de la charca de Colodrilla.



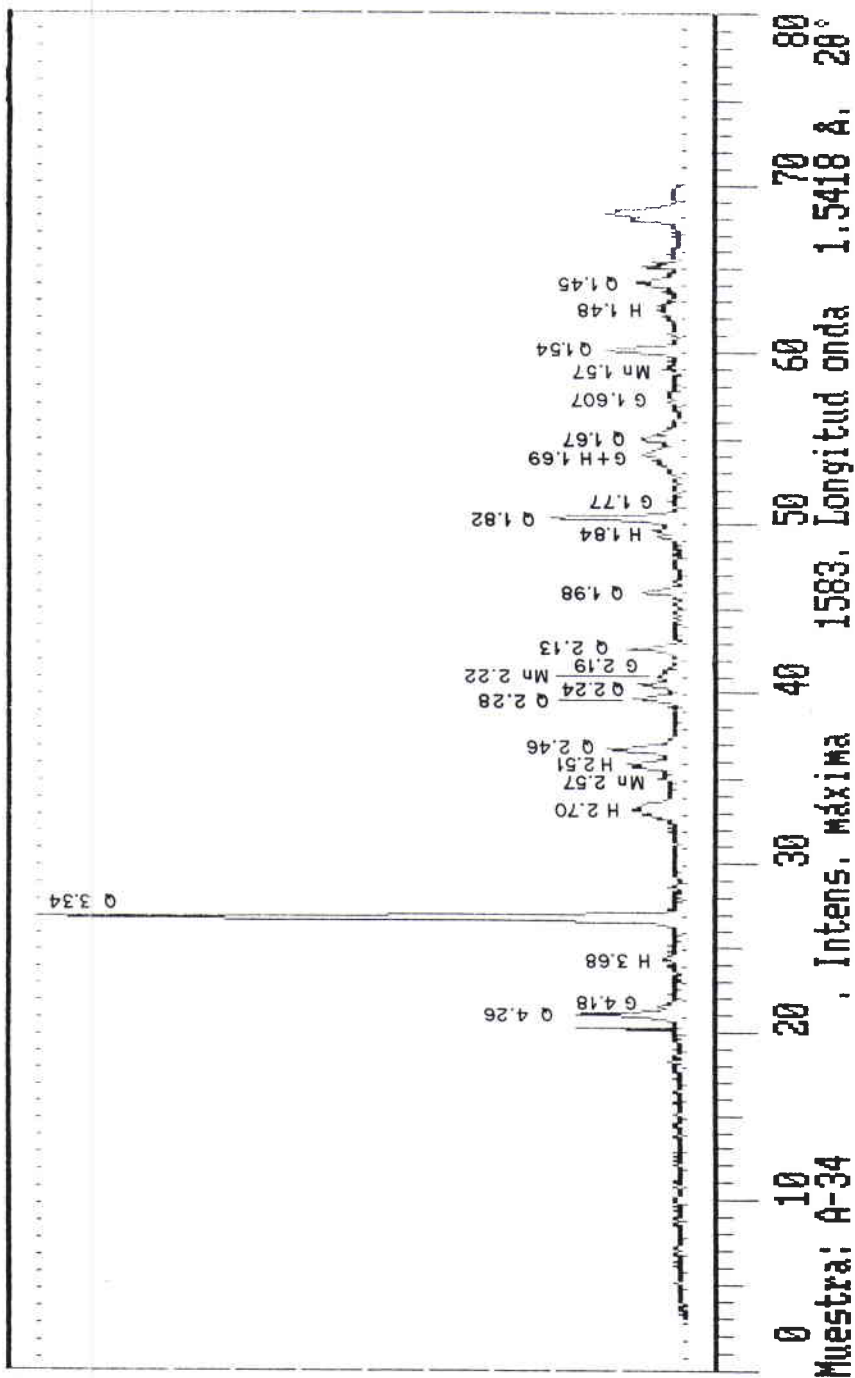
Apénd. XIII. Difractograma de rayos X de las costras ferruginosas de los abanicos aluviales de Villar del Pozo.



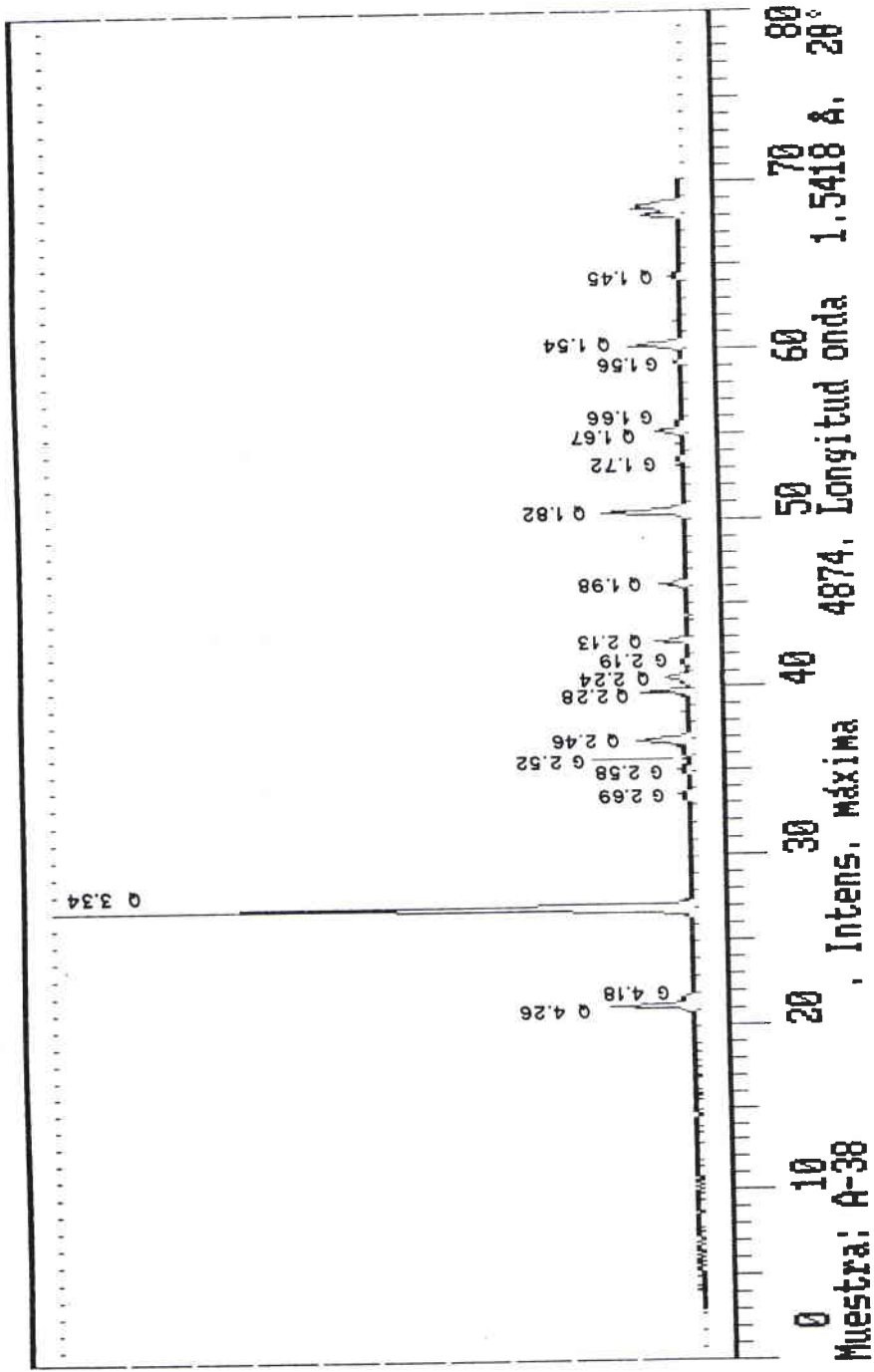
Apénd. XIV. Difractograma de rayos X de la costra carbonatada-ferruginosa del balneario de Villar del Pozo.



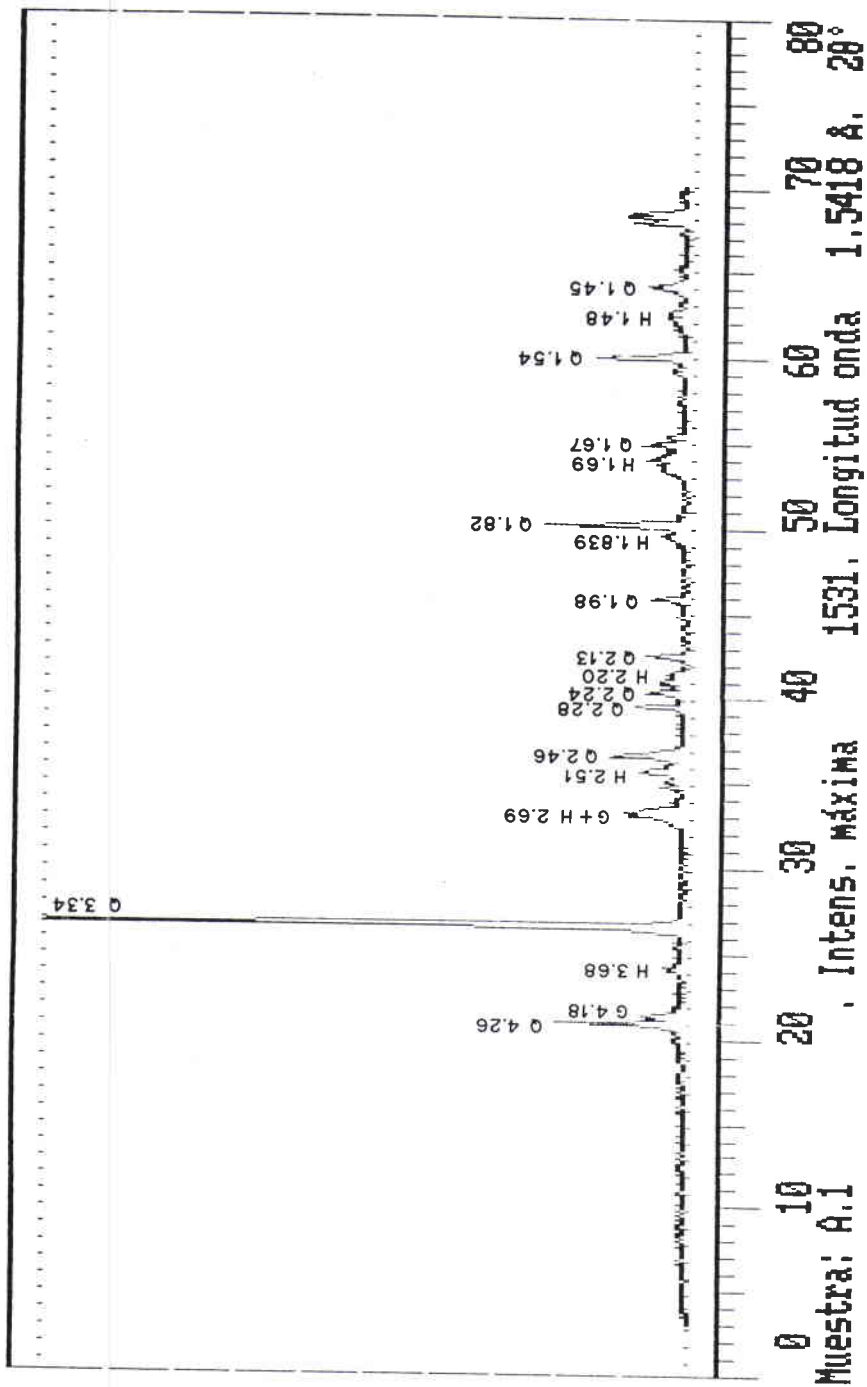
Apénd. XV. Difractograma de rayos X de las costras ferruginosas de las ruínas de la Quintería de Hierro.



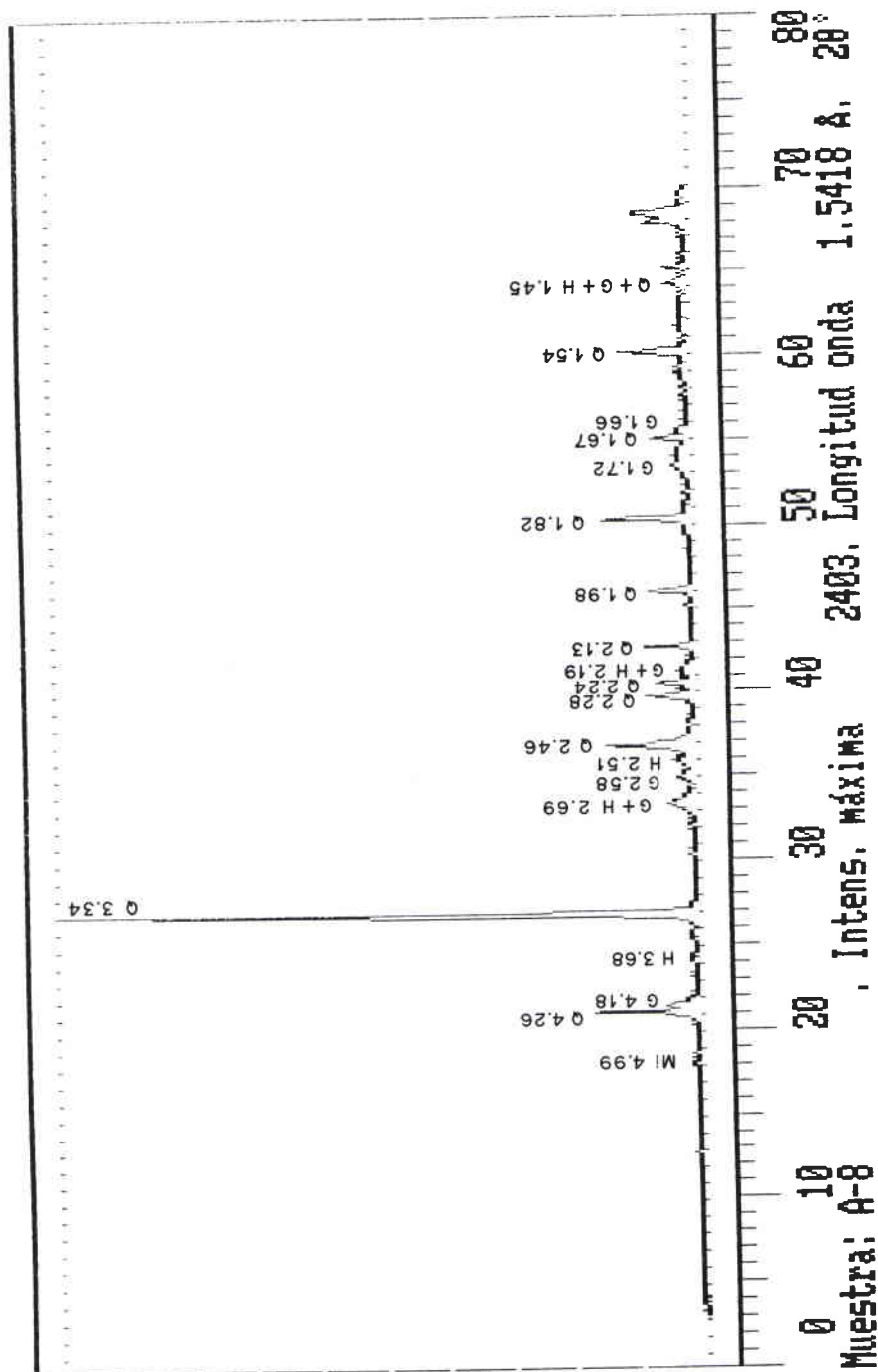
Apéndice XVI. Difractograma de rayos X de las costras ferruginosas de las rañas de la Hoya de Lobos.



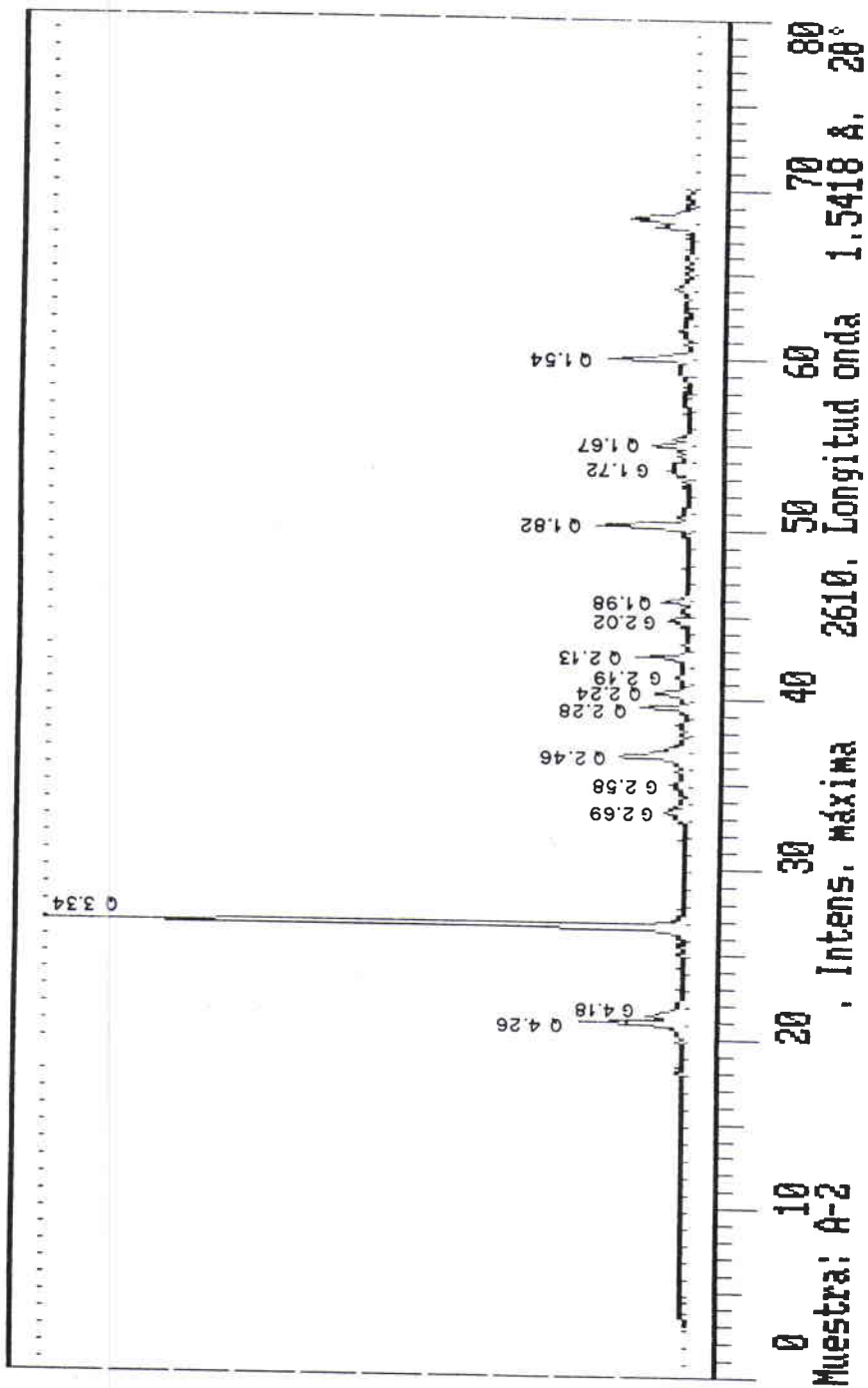
Apénd. XVII. Difractograma de rayos X de las costras ferruginosas de las rañas de Manoteras (Carrascales, Corral de Calatrava).



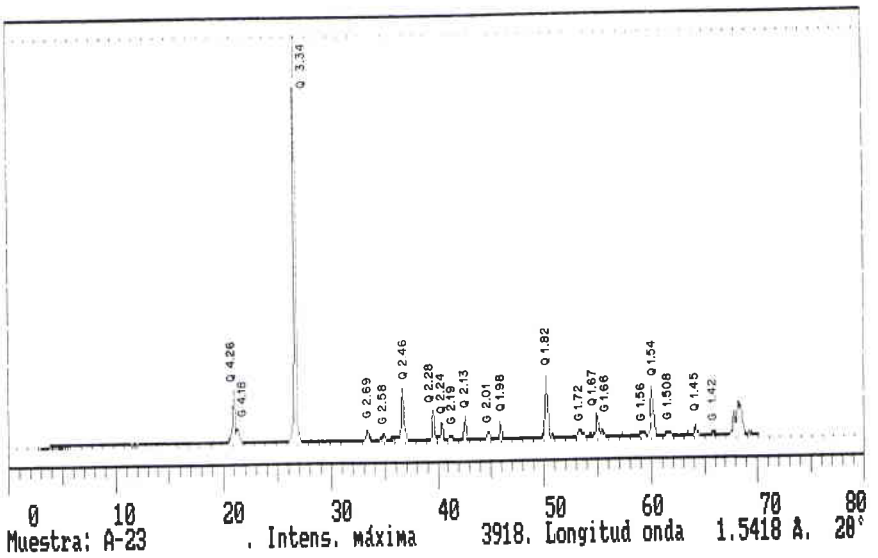
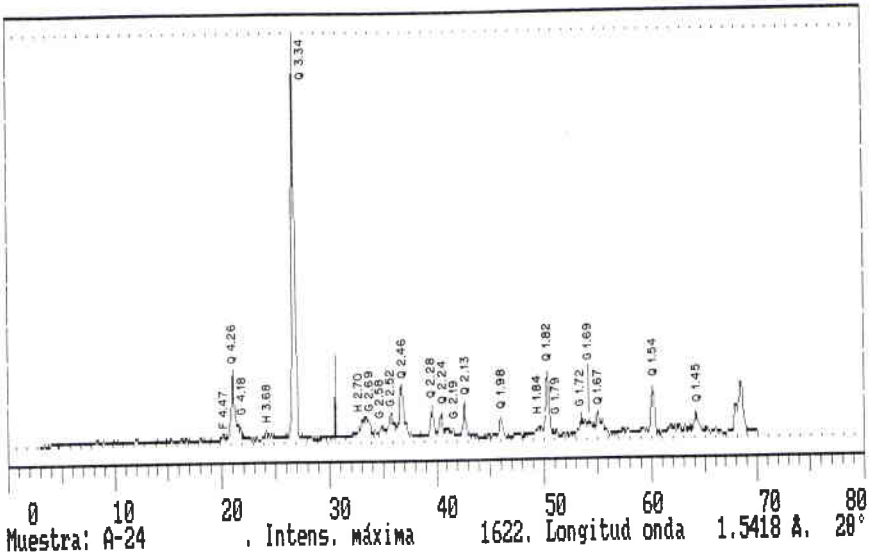
Apénd. XVIII. Difractograma de rayos X de la costra ferruginosa del G4 del sector occidental de Medias Lunas.



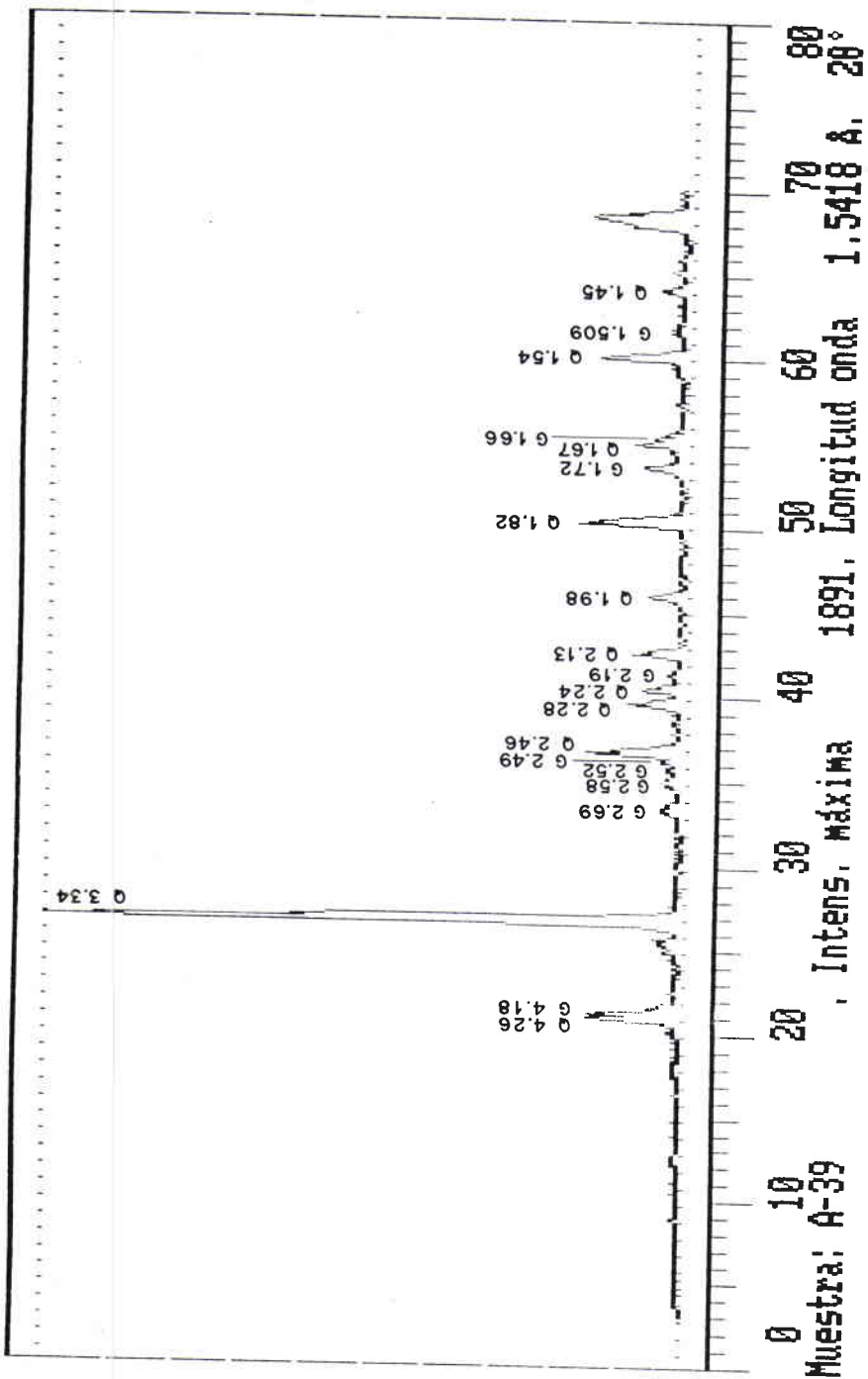
Apénd. XIX. Difractograma de rayos X de la costra aluvial ferruginosa +40 m. del río Guadiana.



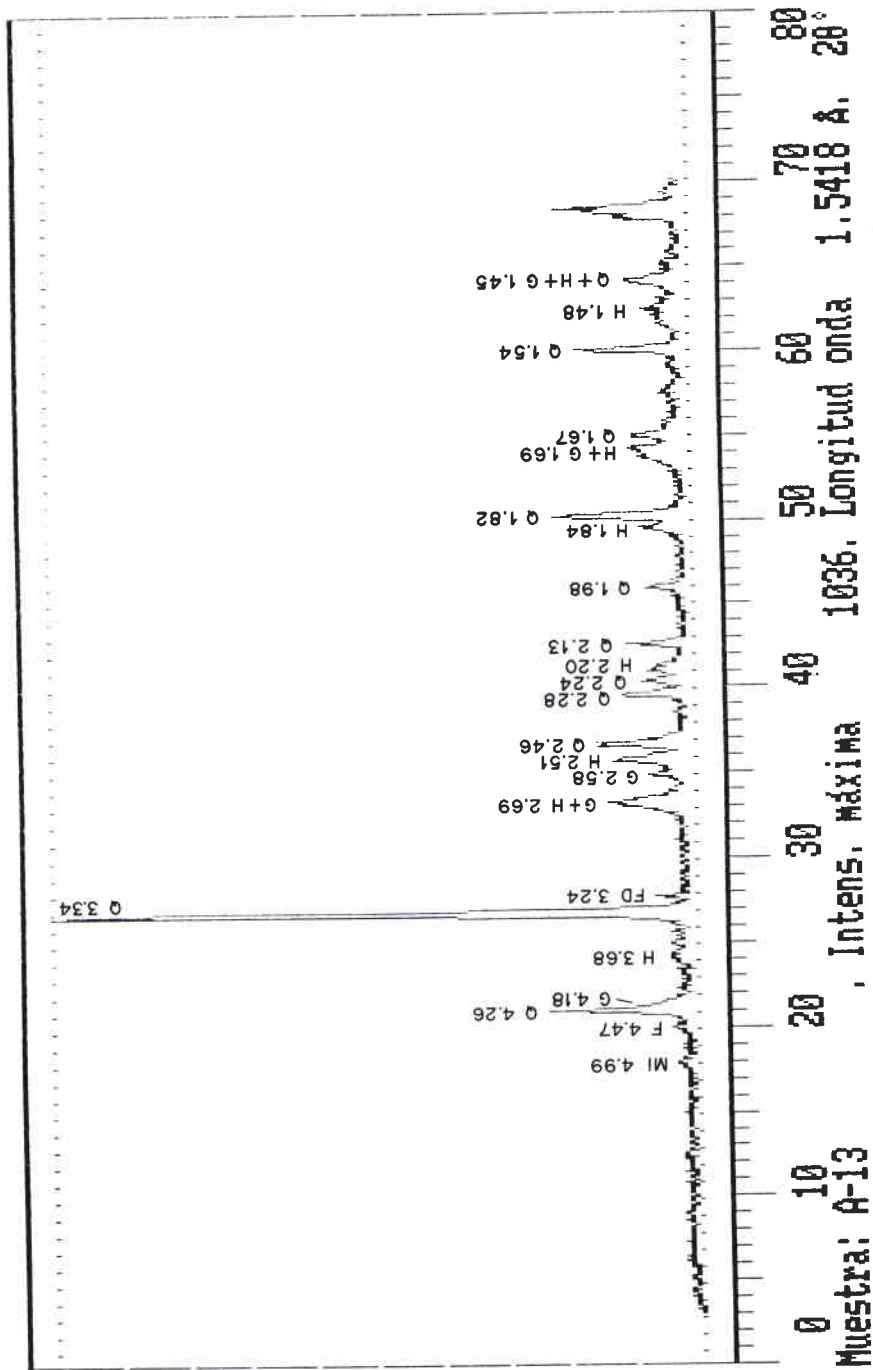
Apénd. XX. Difractograma de rayos X de la costra ferruginosa del G3 del sector occidental de Medias Lunas.



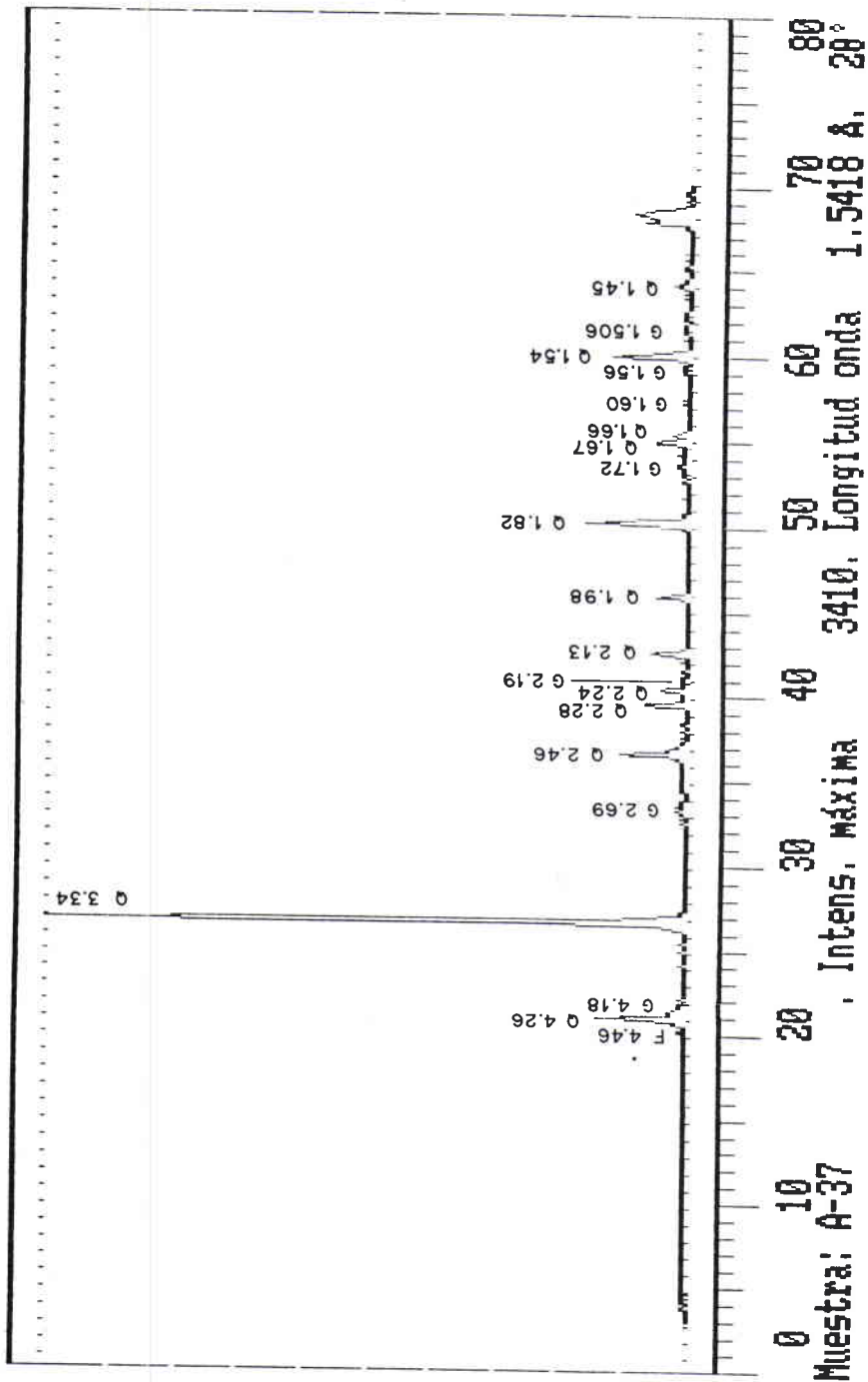
Apénd. XXI. Difractogramas de rayos X de las costras de los abanicos aluviales fosilizados por el volcán de Peñas Negras. A-24: Nivel superior y A-23: Nivel inferior.



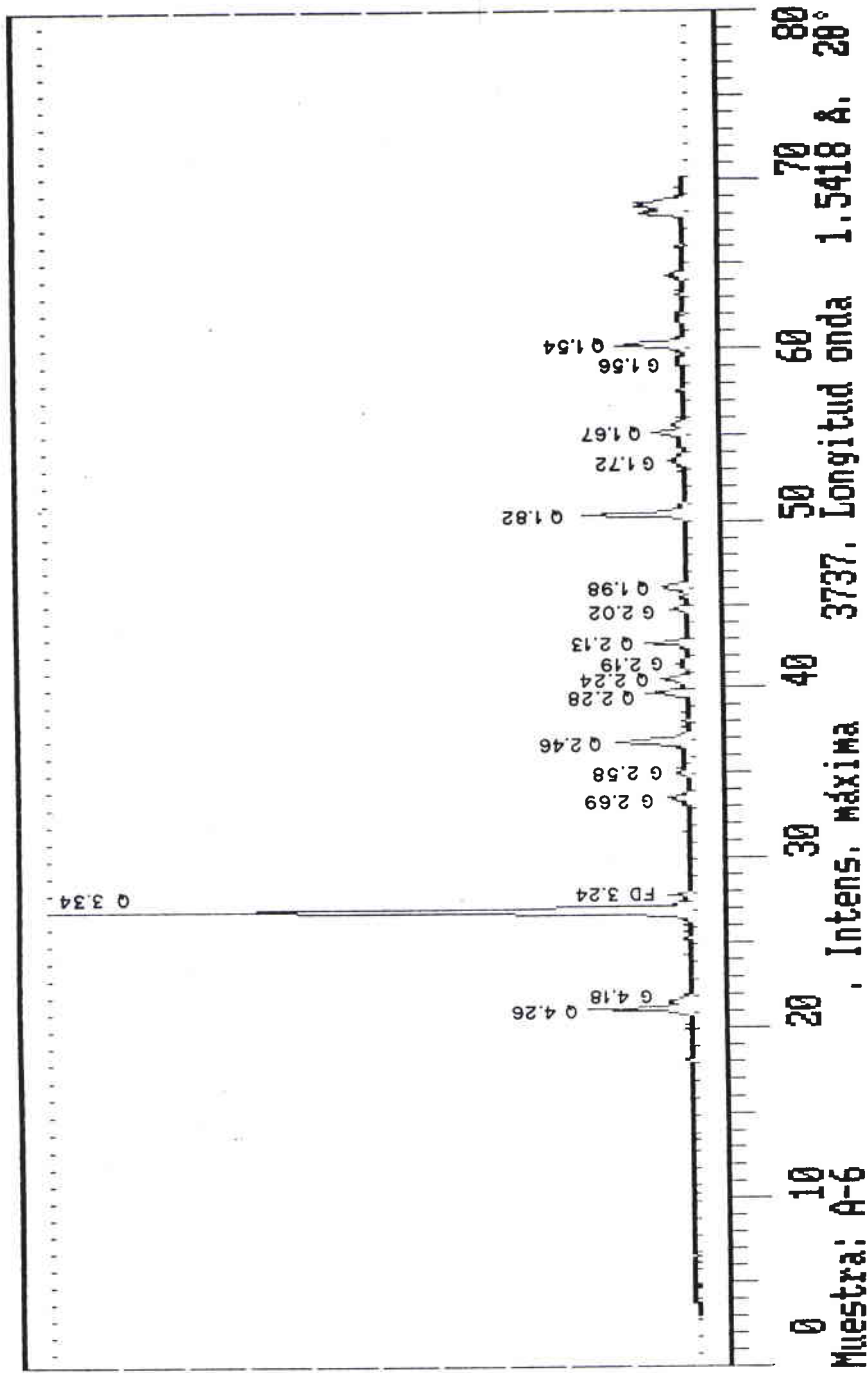
Apénd. XXII. Difractograma de rayos X de la costra ferruginosa del G2 de Motilla (sector central de Medias Lunas).



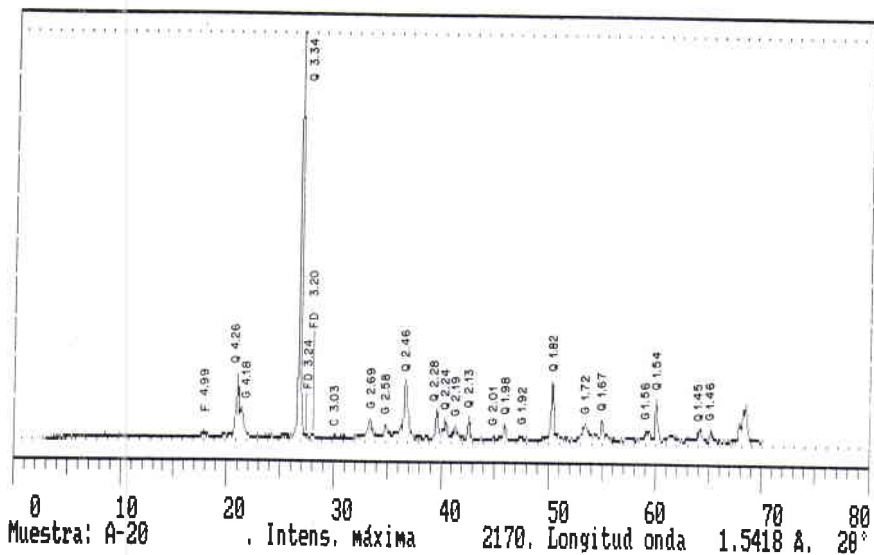
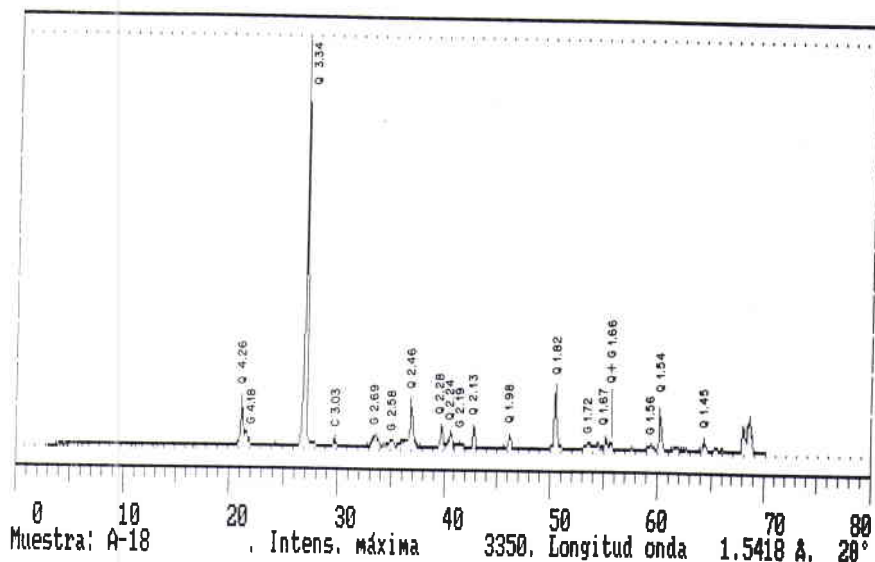
Apéndice XXIII, Difractograma de rayos X de la costra aluvial de la loma de Fuentillejo (sector oriental de Medias Lunas).



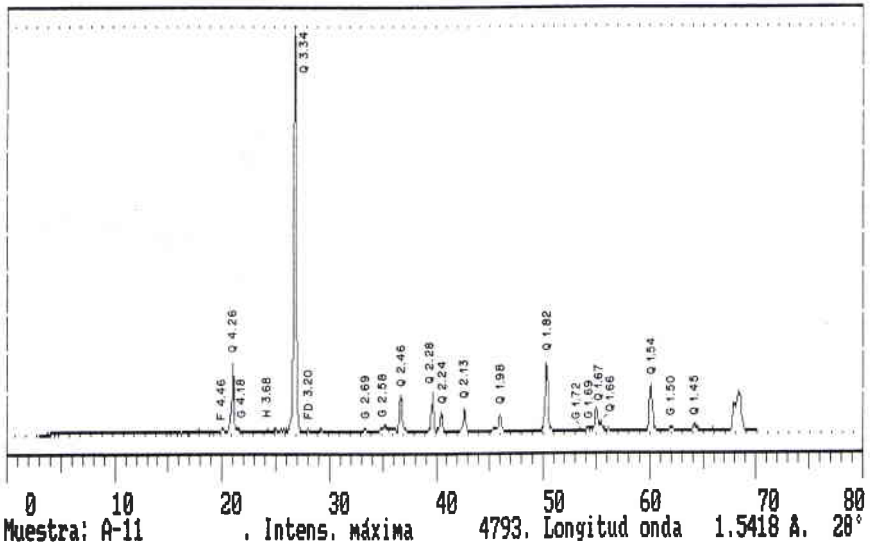
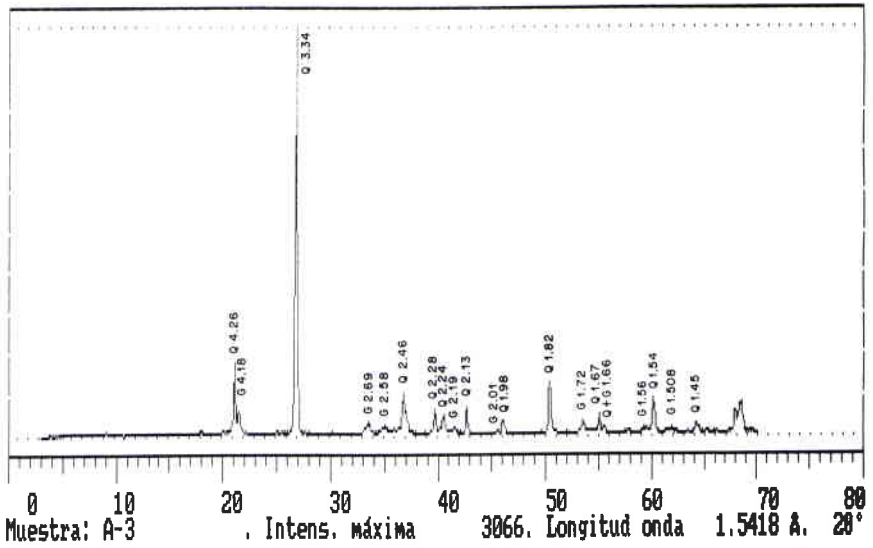
Apénd. XXIV. Difractograma de rayos X de la costra coluvial wurmiense del Arroyo de la Zarda (Finca Coello, sector central de Medias Lunas).



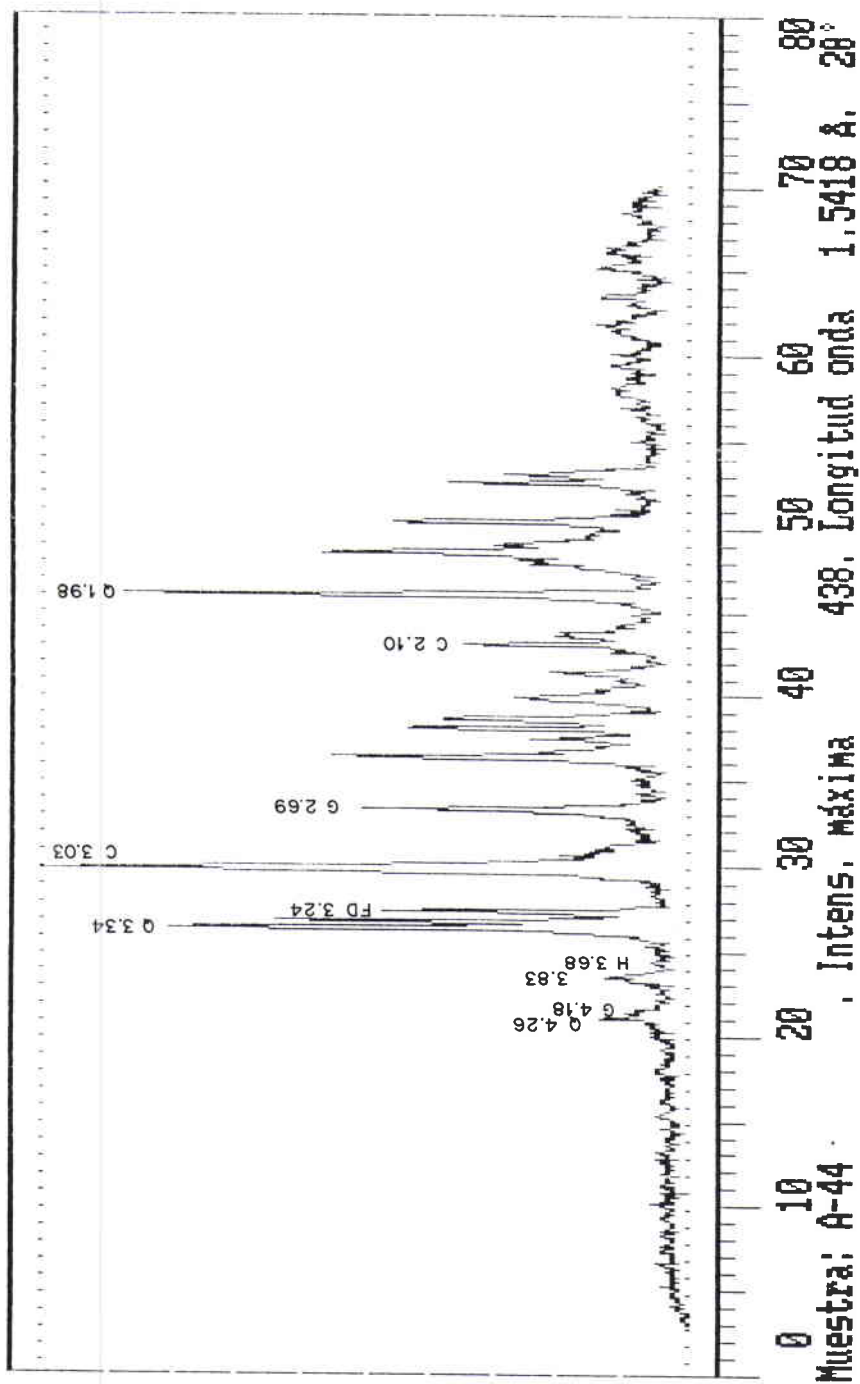
Apénd. XXV. Difractograma de rayos X de la costra coluvial würmiense (G1) del Valle (sector oriental de Medias Lunas).



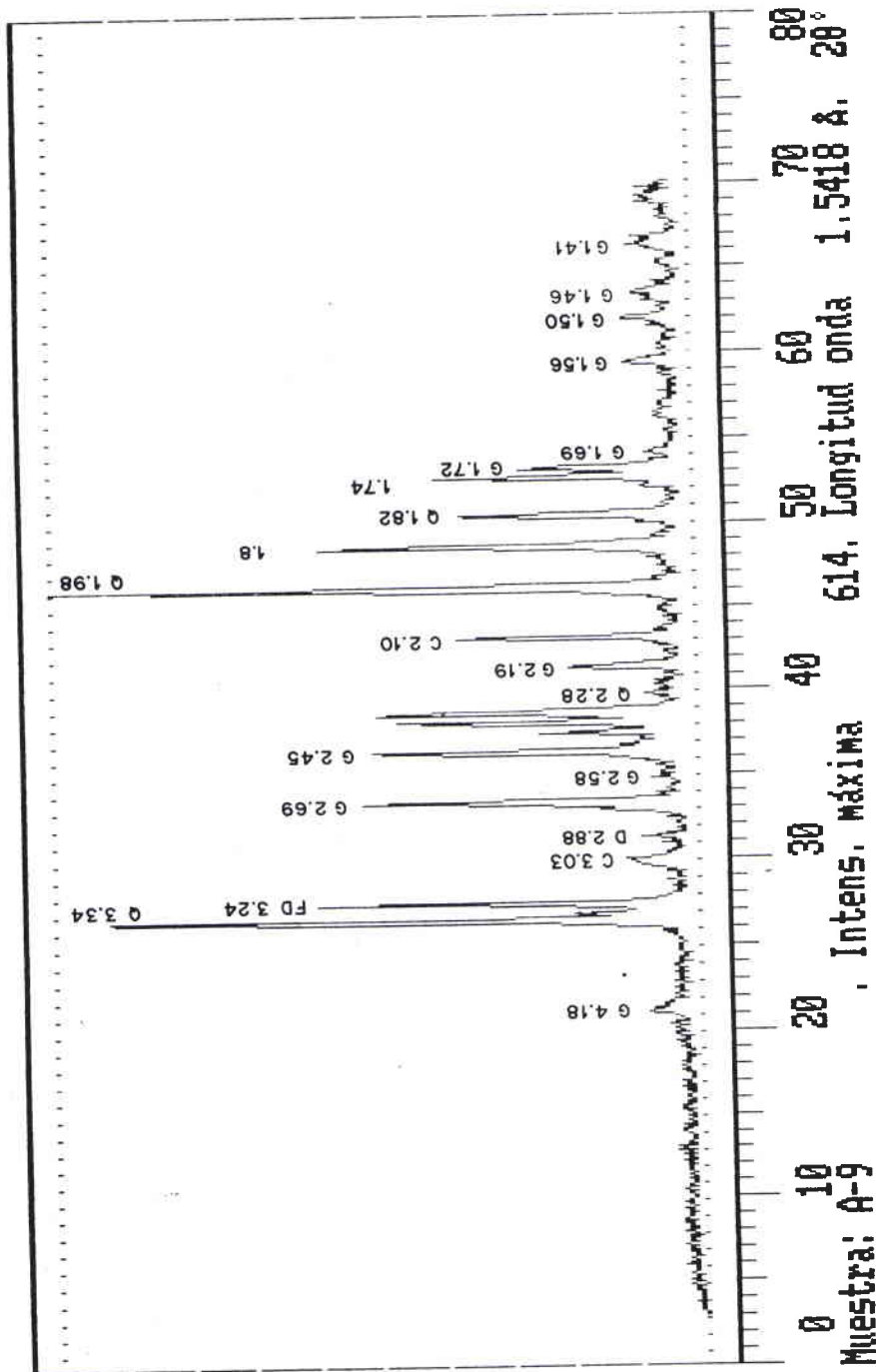
Apénd. XXVI. Difractogramas de rayos X de la costra aluvial del N.A.F. +1-2 m. del río Guadiana. A-18: Nivel superior y A-20: Nivel inferior.



Apénd. XXVII. Difractogramas de rayos X de la costra coluvial (G2) de Puente de Alarcos. A-3: Nivel superior y A-11: Nivel inferior.



Apénd. XXVIII. Difractograma de rayos X de la toba ferruginosa de Piedra de Hierro.



Apénd. XXIX. Difractograma de rayos X de la toba ferruginosa de Fuentillejo II.

BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E., DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ, A. (1976): "Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el neógeno de la Meseta Sur española", *Trab. Neógeno-Cuaternario*, nº 5, pp. 7-29.
- ALBERDI, M^a T. (coord.) (1986): "Geología y Paleontología del yacimiento del Villafranquiense inferior de Las Higuieruelas y su entorno (Campo de Calatrava, Ciudad Real)", *I Reunión de Estudios Regionales de Castilla-La Mancha*, 1984, vol. III, Toledo, Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha, pp. 229-277.
- ALEIXANDRE, T. (1967): "Estudio de un suelo rojo mediterráneo en Almagro (Ciudad Real)", *Anales de Edafología y Agrobiología*, vol. XXVI, fasc. 7-8, pp. 1.199-1.209.
- ALONSO BLANCO, J.J. (1987): *Estudio volcanoestratigráfico y volcanológico de los piroclastos sálicos del Sur de Tenerife*, Madrid, U.C.M., Tesis Doctoral, 359 pp.
- ALONSO MATILLA, L.A. (1985): "Geología estructural del Archipiélago de las Columbretes (Castellón)", *Publicaciones de la Cátedra de Geología Aplicada a Obras Públicas*, pp. 25-38.
- ALVAREZ CHAIN, M., GUTIERREZ ESCUDERO, J.D. y RODRIGUEZ SIMON, A. (1986): "Comportamiento hidrogeológico de algunas formaciones volcánicas de la provincia de Ciudad Real", *Simposio Nacional de Hidrogeología*, vol. II, pp. 813-831.
- ALLEGRE, C. (1983): *L'écume de la Terre*, París, Fayard, 366 pp.
- AMBERT, P. (1982): "Les reliefs pléistocènes anté-volcaniques du Languedoc central", *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, vol. 485, pp. 83-89.
- AMBERT, P. et alt. (1985): "Exemples d'utilisation de datations absolues pour l'étude de reliefs volcaniques", *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, nº 2, pp. 121-134.
- AMBERT, P. (1989): "Les maars languedociens. Leur contribution à l'évolution morphologique quaternaire", *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, nº 5, pp. 379-385.
- AMERICAN GEOLOGICAL INSTITUTE (1962): *Dictionary of Geological Terms*, Nueva York, Dolphin Books, 800 pp.
- ANCOCHEA SOTO, E. et alt. (1979): "Edades radiométricas K-Ar del vulcanismo de la Región Central Española", *Estudios Geológicos*, vol. 35, pp. 131-135.
- ANCOCHEA SOTO, E. (1979): "Polaridades magnéticas y edad de las rocas volcánicas del Campo de Calatrava (Ciudad Real)", *III Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, pp. 1.593-1.604.

- ANCOCHEA, E. e IBARROLA, E. (1982): "Caracterización geoquímica del vulcanismo de la Región Central Española", *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, nº 80, pp. 57-88.
- ANCOCHEA, E. y BRÄNDLE, J.L. (1982): "Alineaciones de volcanes en la región volcánica central española", *Revista de Geofísica*, nº 38, pp. 133-138.
- ANCOCHEA, E., MUÑOZ, M. y SAGREDO, J. (1984): "Las manifestaciones volcánicas de Cofrentes y Picasent (provincia de Valencia)", *I Congreso Español de Geología*, Segovia, vol. 2, pp. 1-13.
- ANCOCHEA SOTO, E. (1983): *Evolución espacial y temporal del vulcanismo reciente de España central*, Madrid, U.C.M., 675 pp.
- ANCOCHEA SOTO, E. (1984): "Magmas primarios y diferenciados en la Región Volcánica Central Española", *Rev. Mat. Proc. Geol.*, vol. II, pp. 115-133.
- ANTON PACHECO, C. (1980): *Mapa de lineamientos observados de las imágenes landsat y su relación con las principales estructuras geológicas de la Península Ibérica a escala 1: 1.000.000*, Madrid, I.G.M.E.
- ARAÑA, V. y FUSTER, J.M. (1973): "Estado de los estudios sobre los recursos geotérmicos en el área de las Montañas de Fuego (Lanzarote, Islas Canarias)", *Estudios Geológicos*, vol. XXIX, pp. 281-286.
- ARAÑA, V. et alt. (1983): "El vulcanismo neógeno-cuaternario de Catalunya: caracteres estructurales, petrológicos y geodinámicos", *Actas Geológica Hispánica*, vol. 18, nº 1, pp. 1-17.
- ARENILLAS PARRA, M. (1976): "Nota acerca de los afloramientos del Paleógeno del Valle de Amblés (Avila). Empleo de sus materiales en la construcción medieval abulense", *Techniterra*, nº 10, pp. 8-14.
- ARENILLAS PARRA, M. y SAAVEDRA, J. (1982): "Sobre la génesis y evolución de materiales silicificados prelutecienses del Centro-Oeste de España (provincias de Avila, Salamanca y Zamora)", *Bol. de Informaciones y Estudios del Servicio Geológico*, nº 42, pp. 69-85.
- AROZENA, M.E. y ROMERO, C. (1984): "La incidencia de las líneas estructurales en la morfología del Archipiélago Canario", *Revista de Geografía Canaria*, vol. I, fasc. O, pp. 23-44.
- BARBERI, F. (1985): "Mecanismos de interacción explosiva del magma con acuíferos subterráneos", en ARAÑA, V. (ed.): *Mecanismos eruptivos y estructuras profundas de volcanes españoles e italianos*, Madrid, C.S.I.C., 1985, pp. 13-23.
- BARDINTZEFF, J.M. (1992): *Volcanologie*, Paris, Masson, 235 pp.

- BATTISTINI, R. (1962): "Le massif volcanique de l'Itasy (Madagascar)", *Ann. de Géogr.*, vol. LXXI, n° 384, pp. 167-178.
- BATTISTINI, R. (1967): "Le volcan actif de la Grande Comore. Madagascar", *Ann. de Géogr.*, n° 10-11, pp. 45-77.
- BATTISTINI, R. (1968): "Problèmes morphologiques au Sud du Malawi", *Ann. de Géogr.*, n° 422, pp. 431-451.
- BATTISTINI, R. y BERGOEING, J.P. (1982): "Volcanisme récent et variations climatiques quaternaires au Costa-Rica", *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, vol. 485, pp. 96-99.
- BATTISTINI, R. (1989): "Les essaims de cratères d'explosion du Katwe et du Bunyaruguru au sud du Ruwenzori (Uganda)", *Bull. Assoc. Geogr. Franç.*, n° 5, pp. 371-377.
- BAUDRY, D. y CAMUS, G. (1970): "Les maars de la Chaîne des Puys (formations volcaniques du Massif Central français)", *Bull. Soc. Géol. de France*, vol. XII, pp. 185-189.
- BAUDRY, D. y CAMUS, G. (1972): "Les projections volcaniques de la chaîne des puys et leurs utilisations", *Bulletin du B.R.G.M.*, n° 2, pp. 1-53.
- BAULIG, H. (1970): *Vocabulaire franco-anglo-allemand de Géomorphologie*, París, Editions Ophrys, 230 pp.
- BEAUDET, G. et alt. (1977): "Alterations tropicales et accumulations ferrugineuses entre la vallée du Niger et les massifs centraux sahariens (Aïr et Hoggar)", *Zeitschr. Geom.*, vol. 21, n° 3, pp. 297-322.
- BEAUDET, G. et alt. (1981): "Reliefs cuirassés et évolution géomorphologique des régions orientales du Mali", *Zeitschr. Geom.*, n° 38, pp. 38-85.
- BEAUDET, G. y COQUE, R. (1986): "Les modelés cuirassés des savanes du Burkina Faso (Afrique Occidentale)", *Rev. de Géologie dynamique et de Géographie Physique*, vol. 27, n° 3-4, pp. 213-224.
- BELOUSOV, V. (1979): *Geología estructural*, Moscú, Mir, 303 pp.
- BERGAMIN, J.F. et alt. (1983): "Geometría en profundidad del afloramiento volcánico de Piedrabuena (C.Real) en base a datos gravimétricos", *Studia Geologica Salmanticensia*, n° 18, pp. 225-236.
- BERGAMIN, J.F. et alt. (1984): "Avance de interpretación de una transversal gravimétrica entre los Montes de Toledo y Sierra Morena", *I Congreso Español de Geología*, vol. III, pp. 303-309.
- BERGAMIN, J.F. (1986): *Interpretación geotectónica del área del Campo de Calatrava (Ciudad Real), basada en determinaciones gravimétricas*, Madrid, U.C.M., 239 pp.
- BERGAMIN, J.F. (1986): "Prospección gravimétrica del Campo de Calatrava (Ciudad Real)", *Rev. Mat. Proc. Geol.*, vol. IV, pp. 185-202.

- BERGAMIN, J.F. y CARBO, A. (1986): "Discusión de modelos para la corteza y manto superior en la zona sur del área centroibérica, basados en anomalías gravimétricas", *Estudios Geológicos*, vol. 42, pp. 143-146.
- BERGER, E., BROUSSE, R. y CAUSSE, L. (1968): "Les pipes et les diatremes des Causses septentrionaux", *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. X, n° 7, pp. 588-600.
- BLACKBURN, E.A., WILSON, L. y SPARKS, S.I. (1976): "Mechanisms and dynamics of strombolian activity", *J. Geol. Soc.*, vol. 132, pp. 429-440.
- BLONG, R.F. (1984): *Volcanic hazards. A surgebook on the effects of eruptions*, Sydney, Academic Press, 424 pp.
- BOILLOT, G. (1984): *Geología de los márgenes continentales*, París, Masson, 141 pp.
- BOIVIN, P. et alt. (1982): "Influence de la nature des magmas sur l'activité phréatomagmatique: approche volcanologique et thermodynamique", *Bull. Volcanol.*, vol. 45, n° 1, pp. 25-39.
- BONIFAY, E. y MERGOIL, J. (1988): "Les maars de Soleilhac (Blanzac-Haute Loire) et leurs séries volcano-sédimentaires", *C. R. Acad. Sci.*, vol. 307, Ser. II, pp. 1.561-1.566.
- BOULET, R. (1970): "La géomorphologie et les principaux tipos de sols en Haute-Volta septentrionale", *Cah. ORSTOM*, vol. VIII, n° 3, pp. 245-271.
- BOURDON, G., DE GOER DE HEVRE, A. y VINCENT, P.M. (1982): "Un modèle dynamique nouveau en contexte basaltique: passage d'une coulée lavique à un écoulement pyroclastique. Exemples du Cantal", *Bull. Volcanol.*, vol. 45, n° 4, pp. 367-383.
- BOUT, P. (1970): "Problèmes du volcanisme: maar et cônes de scories d'Auvergne et du Velay", *Rev. d'Auvergne*, vol. 84, n° 1, pp. 29-68.
- BOUT, P. (1974): "Le maar de Saint-Geney's près Saint-Paulien (Hte. Loire). Considérations générales sur les maars du Velay et d'Auvergne", *Rev. d'Auvergne*, vol. 88, n° 4, pp. 309-332.
- BOUYX, E. (1970): *Contribution a l'étude des formations anteordovicienes de la Meseta Meridional (Ciudad Real y Badajoz)*, Madrid, Memorias del IGME, 263 pp.
- BOZON, P. (1963): "Contribution à l'étude des formes volcaniques de l'Ardèche", *Revue de Géographie Alpine*, n° 51, pp. 591-674.
- BROUSSE, R. (1986): "Le thermalisme en régions volcaniques françaises", *Presse thermique et climatique*, n° 123, pp. 165-172.
- BROUSSE, R. y LEFEVRE, C. (1990): *Le volcanisme en France et en Europe limitrophe*, París, Masson, 263 pp.

- BROTZU, P. et alt. (1980): "Quaternary basaltic volcanism in the northern part of the main Ethiopian rift (from 8° to 9° Lat. N.)", *Atti Convegna Lincei*, vol. 1, fasc. 6, pp. 153-181.
- BUSTILLO, A. y MARTIN-SERRANO, A. (1980): "Caracterización y significado de las rocas silíceas y ferruginosas del Paleoceno de Zamora", *Techniterrae*, nº 36, pp. 14-29.
- CABO ALONSO, A. y MUÑOZ JIMENEZ, J. (1987): "Consideraciones acerca del significado geomorfológico de los "tesos" y "arapiles" del borde oriental de la penillanura salmantina entre Salamanca y Alba de Tormes", *Ería*, nº 13, pp. 127-138.
- CADAVID, S. (1977): "Avance del mapa de isopacas de una "corteza normal" para la Península Ibérica y sus principales accidentes de posible alcance cortical", *Boletín Geológico y Minero*, t. LXXXVIII-VI, pp. 561-566.
- CALDERON, S. (1905): "Los volcanes de España. Ensayo de bosquejo sintético", *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, nº 5, pp. 335-342.
- CAMUS, G. et alt. (1981): "Le Capelinhos (Faial, Açores) vingt ans après son éruption: Le modèle éruptif "surtseyen" et les anneaux de tufs hyaloclastiques", *Bull. Volcanol.*, vol. 44, nº 1, pp. 31-42.
- CAS, R.A.F. y WRIGHT, J.V. (1987): *Volcanic successions, modern and ancient*, Londres, Allen and Unwin, 528 pp.
- CASCOS MARAÑA, C. (1990): "Rasgos y problemas de un gran escarpe de falla: el borde meridional del Macizo Asturiano en contraste con la cuenca castellana", *Ería*, nº 21, pp. 61-78.
- CASTANY, G. (1967): *Traité pratique des eaux souterraines*, París, Dunod, 661 pp.
- COQUE-DELHUILLE, B. (1979): "Les formations superficielles et leur signification géomorphologique dans les régions de roches cristallines: l'exemple des plateaux de la Margueride occidentale (M.C.F.)", *Rev. de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, vol. 21, pp. 127-146.
- COTE, M. (1957): "Quelque aspects de la morphologie de l'Ahaggar", *Revue de Géographie de Lyon*, vol. XXXII, pp. 321-332.
- COTTON, C.A. (1944): *Volcanoes as landscape forms*, Christchurch, Withcombe and Tombs, 416 pp.
- COUDE, A. (1973): "Le district de volcanique Limerick (République d'Irlande). Étude géomorphologique", *Noroi*, nº 79, pp. 415-437.
- CEBRIA, J.M. (1992): *Geoquímica de las rocas basálticas y leucititas de la región volcánica del Campo de Calatrava, España*, Madrid, Tesis Doctoral, U.C.M.

- CRESPO ZAMORANO, A. et alt. (1986): "Nuevos datos sobre la sedimentación neógena de La Mancha (Ciudad Real)", *XI Congreso Nacional de Sedimentología*, Barcelona.
- CRESPO ZAMORANO, A. et alt. (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.
- CRESPO ZAMORANO, A. (1992): *Geología, mineralogía y génesis de los yacimientos de manganeso cobaltífero del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*, Madrid, U.C.M., Tesis Doctoral, 389 pp.
- CRIADO HERNANDEZ, C. (1987): "El barranco de la Antigua. Claves para la evolución geomorfológica de Fuerteventura", *Revista de Geografía Canaria*, nº 2, pp. 215-220.
- CRIADO HERNANDEZ, C. (1991): "Estudio geomorfológico en la Isla Decepción (Antártida)", *Alisios*, nº 1, pp. 107-112.
- CRIADO HERNANDEZ, C. (1992): *La evolución del relieve de Fuerteventura*. Puerto del Rosario, Cabildo Insular de Fuerteventura, 318 pp.
- CRIADO, C. y HANSEN, A. (1994): "Morfodinámica litoral, torrencial y volcánica durante el Pleistoceno final y Holoceno en Jimanar (Gran Canaria. Islas Canarias)", *Actas de la III Reunión Nacional de Geomorfología*, t. I, pp. 369-389.
- CRUZ-SANJULIAN, J. y GARCIA ROSELL, L. (1975): "Termalismo en España meridional", *Boletín Geológico y Minero*, vol. LXXXVI-VII, pp. 179-186.
- CUSTODIO, E. y LLAMAS, M.R. (1976): *Hidrología subterránea*, Barcelona, Omega, 1.154 pp.
- CHAMLEY, H. (1989): *Clay sedimentology*, Berlín, Springer-Verlag, 623 pp.
- DAVEAU, S., LAMOTTE, M. y ROUGERIE, G. (1962): "Cuirasses et chaînes birrimiennes en Haute-Volta", *Ann. Géogr.*, vol. 387, pp. 460-482.
- DAVIS, S.N. y DE WIEST, R. (1971): *Hidrogeología*, Barcelona, Ariel, 563 pp.
- DE NOVO, P. y CHICHARRO, F. (1949): *Diccionario de voces usadas en Geografía Física*, Madrid, Real Sociedad Geográfica, 409 pp.
- DERUELLE, B. y DERUELLE, J. (1974): "Los volcanes cuaternarios de los Nevados de Chillán (Chile Central) y reseña sobre el volcanismo cuaternario de los Andes chilenos", *Estudios Geológicos*, vol. XXX, pp. 91-108.
- DERRUAU, M. (1962): "Etudes sur quelques volcans explosifs japonais", *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, nº 307-308, pp. 158-168.

- DERRUAU, M. (1985): "Presentation de travaux récents en volcanologie et en géomorphologie volcanique", *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, nº 2, pp. 118-120.
- DERRUAU, M. (1989): "Revue de travaux récents en volcanologie", *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, nº 5, pp. 345-349.
- DEWOLF, Y. (1975): "Silcretas australianas y silificaciones saharinas", *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, pp. 141-147.
- DUCHAUFOR, P. y SOUCHIER, B. (1984): *Edafología. Edafología y clasificación*, Barcelona, Omega, 493 pp.
- EHRlich, A. (1968): "Les diatomées fossiles des sédiments villofranchiens de Senèze (Haute Loire, Massif Central français)", *Bull. Assoc. Géogr. Franç. Etude de Quaternaire*, vol. 17, 267 pp.
- ELHAI, H. y GRANGEON, P. (1963): "Nouvelles recherches sur le gisement villofranchien de Senèze (Haute-Loire, France)", *Bull. Soc. Géol. de France*, vol. V, 483 pp.
- EMANI, M.H. y MICHEL, R. (1982): "Les volcans dôméens du Néogène de la région de Qom (Irán Central). Essai de classification de l'activité volcanique dôméenne", *Bull. Volcanol.*, vol. 45, nº 2, pp. 317-333.
- ESTRELA NAVARRO, M.J. (1989): "Algunas microestructuras presentes en las costras calcáreas del piedemonte de Bétera (Provincia de Valencia)", *Cuad. de Geogr.*, nº 45, pp. 11-20.
- ESTRELA NAVARRO, M.J. (1990): "Estudio micromorfológico de la costra calcárea que cubre un glacis de la cuenca media del río Palancia (Castellón)", *Actas de la I Reunión Nacional de Geomorfología*, t. I, pp. 255-265.
- FERNANDEZ CABALLERO, M.D. y SANZ DONAIRE, J.L. (1985): "Las rañas de Somosierra (Sistema Central Español)", *Paralelo 37º*, vol. 8-9, pp. 219-234.
- FERNANDEZ-NIETO, C. et al. (1981): "Papel de la karstificación en la génesis de los yacimientos de hierro en Sierra Menera (Teruel y Guadalupe)", *Boletín Geológico y Minero*, vol. XCII-II, pp. 127-140.
- FERRERAS CHASCO, C. (1981): *El Norte de la Meseta Leonesa*, León, Ed. Fray Bernardino de Sahagún, 455 pp.
- FISHER, R.V. y WATERS, A.C. (1970): "Base surge bed forms in maar volcanoes", *Am. J. Sci.*, vol. 268, pp. 157-180.
- FISHER, R.V. (1977): "Erosion by volcanic base-surge density currents: U-shaped channels", *Geol. Soc. Am. Bull.*, nº 88, pp. 1.287-1.297.
- FISHER, R.V., SCHMINCKE, H.U. y VAN BOGAARD, P. (1983): "Origin and emplacement of a pyroclastic flow and surge unit at Laacher See,

- Germany”, en SHERIDAN, M.F. y BARBERI, F. (eds.): *Explosive volcanism*, Amsterdam, Elsevier, pp. 375-392.
- FISHER, R.V. y SCHMINCKE, H.V. (1984): *Pyroclastic rocks*, Berlín, Springer-Verlag, 472 pp.
- FRANCIS, E.H. (1962): “Volcanic neck emplacement and subsidence structures and its relevance to maars and calderas”, *Bull. Volcanol.*, vol. 65, pp. 41-58.
- FRANCIS, E.H. (1970): “Bedding in Scottish (Fifeshire) tuff-pipes and its relevance to maars and calderas”, *Bull. Volcanol.*, vol. 34, pp. 697-712.
- FRANCIS, P.W. et alt. (1974): “The San Pedro and San Pablo volcanoes of northern Chile and their hot avalanches deposits”, *Geol. Rundschau*, nº 63-1, pp. 357-389.
- GARCIA ABBAD, F.J. (1979): “Ensayo de modelo de sistematización morfoestructural de la mitad oriental de la Submeseta meridional”, *Boletín Geológico y Minero*, t. XC-III, pp. 275-284.
- GARCIA ABBAD, F.J. y MARTIN-SERRANO, A. (1980): “Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española)”, *Estudios Geológicos*, nº 36, pp. 391-401.
- GARCIA RAYEGO, J.L. (1986): “Los glaciares de raña del macizo de Valronquillo (sector noroccidental del Campo de Calatrava)”, *Anales de Geografía de la Universidad Complutense*, nº 6, pp. 203-224.
- GARCIA RAYEGO, J.L. (1988): “El relieve estructural del Macizo de Valronquillo (Comarca de Montes-Campo de Calatrava)”, *Cuad. de Estudios Manchegos*, nº 18, pp. 407-453.
- GARCIA RAYEGO, J.L. (1993): *Los paisajes naturales de la Comarca de Los Montes-Campo de Calatrava*, Madrid, U.C.M., Tesis Doctoral, 888 pp.
- GARCIA RAYEGO, J.L. (1994): *Mapa geomorfológico de la comarca de Los Montes-Campo de Calatrava a E. 1: 200.000*, Madrid, Universidad de Castilla-La Mancha.
- GASCA DURAN, A. (1981): “Algunas notas de la génesis de los lagos-cráter de la Cuenca de Oriental (Puebla-Tlaxcala-Veracruz)”, *Colección Científica*, nº 98, 58 pp.
- GEZE, B. (1964): “Sur la classification des dynamismes volcaniques”, *Bull. Volcanol.*, vol. 27, pp. 237-257.
- GIROD, M. (1963): “La formations volcaniques récentes de l’Atakor (Hoggar central)”, *Bull. Volcanol.*, vol. 26, pp. 359-366.

- GONZALEZ CARDENAS, E. (1992): "Aspectos geomorfológicos del volcanismo hidromagmático del Campo de Calatrava, Ciudad Real (España)", *Actas de la II Reunión Nacional de Geomorfología*, t. II, 569-583.
- GONZALEZ UBANELL, A. et alt. (1978): "Estudio de procesos de alteración hidrotermal en rocas graníticas y sedimentarias (provincia de Avila)", *Estudios Geológicos*, nº 34, pp. 151-160.
- GONZALEZ, J.A., LOPEZ DE AZCONA, Mª C. y ASENSIO, I. (1988-89): "Los conjuntos alteríticos del borde septentrional de los Montes de Toledo", *Rev. de Materiales y Procesos Geológicos*, nº 6, pp. 239-264.
- GONZALEZ, J.A., ORDOÑEZ, S. y GARCIA DEL DURA, Mª A. (1987): "Evolución geomorfológica de las lagunas de Ruidera (Albacete-Ciudad Real)", *Estudios Geológicos*, nº 43, pp. 227-239.
- GOUDIE, A. (1981): *Geomorphological Techniques*, Londres, Allen and Unwin, 395 pp.
- GREEN, J. y SHORT, N.M. (1971): *Volcanic landforms and surface features, a photographic atlas and glossary*, Nueva York, Springer-Verlag, 522 pp.
- GRUPO AL-BALATITHA (1984): *Los pueblos de la provincia de Ciudad Real a través de las descripciones del cardenal Lorenzana*, Toledo, Caja de Ahorros de Toledo, 300 pp.
- GUERRA, A. (1955): "Ocorrência de lateritos na bacia do Alto torial amazonica (Territorio Federal do Guaporé)", *Rev. Brasil. de Geogr.*, vol. XIV, pp. 407-426.
- GUERRA, A. (1955): "Ocorrência de lateritos na bacia do Alto Purus", *Rev. Brasil. de Geogr.*, vol. XVII, pp. 107-114.
- HANSEN, A. (1987): *Los volcanes recientes de Gran Canaria*, Madrid, Cabildo Insular de Gran Canaria-Ed. Rueda, 151 pp.
- HANSEN, A., SANTANA, A. y PEREZ CHACON-ESPINO, E. (1991): *Mapa de las formas del relieve de Gran Canaria a escala 1: 100.000*, Las Palmas de Gran Canaria, Cabildo Insular de Gran Canaria.
- HANSEN, A. (1993): "El paisaje de Bandama y su entorno: origen y evolución de un espacio diferenciado de Gran Canaria", *Ería*, nº 30, pp. 31-50.
- HEARN JR., B.C. (1968): "Diatremes with kimberlitic affinities in North-central Monteur", *Science*, vol. 159, pp. 622-625.
- HEIKEN, G. y WOHLLETZ, K. (1985): *Volcanic ash*, Berkeley, University of California Press, 246 pp.
- HEINTZ, E. (1975): "Gazella borbonica (Bovidae, Mammalia) et l'âge pliocene de gisement de Las Higueruelas (Alcoíea de Calatrava, Ciudad

- Real, Espagne)”, *Koninkl. Nederl. Akademie Van Wetenschappen*, vol. 78, Ser. B. 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.*, vol. CC, pp. 98-114.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1932): *Estudio de la región volcánica central de España*, Madrid, Mem. Acad. de Ciencias Ex. Fis. Nat., 235 pp.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1944): *La tectónica peninsular y su relación con las aguas mineromedicinales*, Madrid, Discurso de recepción en la Real Academia de Farmacia, 126 pp.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. y ASENSIO AMOR, I. (1966): “Datos fisiográficos-sedimentarios de la Columbrete Grande”, *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, pp. 179-188.
- HERRERO MATIAS, M. (1988): *Mapa geomorfológico de Toledo-Sonseca a E. 1: 50.000*, Madrid, Instituto Geográfico Nacional y U.C.M.
- HOLMES, A. (1965): *Principles of Physical Geology*, Londres, Nelson, 1.288 pp.
- HOORE, J.D. (1954): “L’accumulation des sesquioxides libres dans les sols tropicaux”, *I.N.S.C., Serv. Scient.*, n° 62, 132 pp.
- IBAÑEZ, J.L., GALLARDO, J. y JIMENEZ, R. (1986): “Revisión de los procesos paleoclimáticos pliocuaternarios en el sector oriental del Sistema Central. Somosierra-Ayllón (España)”, en LOPEZ VERA (ed.): *Quaternary climate in Western Mediterranean*, Madrid, U.A.M., 563 pp.
- ILLIES, H. (1959): “Die Entstehungsgechichte eines maeres in Südchile (Ein aktuogeologischer beitrug zum problem des maar-vulkanismus)”, *Geol. Rundschau*, vol. 48, pp. 232-247.
- I.G.M.E. (1980): *Prospección geoquímica y termométrica en la provincia de Ciudad Real*, Madrid, s.p.
- I.G.M.E. (1985): *Prospección geoquímica y termométrica en la provincia de Ciudad Real*, Madrid, s.p.
- INBAR, M., LUGO, J. y VILLERS, L. (1994): “The geomorphological evolution of the Paricutin cone and lava flows, Mexico, 1943-1990”, *Geomorphology*, n° 9, pp. 57-76.
- JULIVERT, M. et alt. (1983): “La estructura de la extensión SE de la zona centroibérica con metamorfismo de bajo grado”, *Libro Jubilar de J. M. Ríos*, t. I, pp. 477-490.
- KAMEL, O.A. et alt. (1987): “Geochemical affinity of the main iron-manganese ores of Egypt with late tertiary basaltic activity”, *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, vol. LXX.

- KELLER, J. et KRAFFT, M. (1990): "Effusive natrocarbonatite activity of Oldoinyo Lengai, June 1988", *Bull. Volcanol.*, nº 52, pp. 629-645.
- KIEFFER, G. (1971): "Aperçu sur la morphologie des régions volcaniques du Massif Central", *Symposium Jean Jung*, Clermont-Ferrand, pp. 479-510.
- KIEFFER, G. (1979): "Pahoehoe et aa: problèmes de morphologie superficielle des coulées volcaniques fraîches", *Publ. Inst. Geogr. Fac. Lett. de Clermont-Ferrand*, vol. LVII, pp. 33-46.
- KIEFFER, G. (1981): "Les explosions phreatiques et phreatomagmatiques terminales á l'Etna", *Bull. Volcanol.*, nº 44, pp. 655-661.
- KIEFFER, G. y POMEL, R. (1982): "Morphologie et volcanologie de Stromboli", *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, vol. 488, pp. 211-226.
- KIEFFER, G. (1985): *Evolution structurale et dynamique d'un grand volcan polygenique: stades d'edification et activité de l'Etna (Sicilie)*, Clermont-Ferrand, Thèse de Doctorat d'Etat, 497 pp.
- KRAFFT, M. y LAROUZIERE, F.D. de (1974): *Guide des volcans d'Europe*, París, Delechaux et Niestlé, 412 pp.
- KRAFFT, M. (1981): *Questions à un volcanologue*, París, Hachette, 223 pp.
- KRAFFT, M y KRAFFT, F. (1987): *Volcans du monde*, París, L'Odysée Flammarion, 190 pp.
- KUHFUSS, A. (1984): "Caractéristiques du thermalisme des Corbières", *Rev. de Géologie dynamique et de Géographie physique*, vol. 25, pp. 349-360.
- LAMOTTE, M. y ROUGERIE, G. (1952): "Coexistence de trois types de modelés dans les chaînes quartzitiques du Nimba et du Simandou", *Ann. Géogr.*, vol. 328, pp. 432-442.
- LAMOTTE, M. y ROUGERIE, G. (1953): "Les cuirasses ferrugineuses allochtone. Signification paléoclimatique et rapports avec la végétation", *C.R. IV Réunion Afric. de l'Ouest.*, pp. 89-90.
- LAMOTTE, M. y ROUGERIE, G. (1962): "Les apports allochtones dans la genèse des cuirasses ferrugineuses", *Rev. de Géomorphologie dynamique*, vol. XIII, nº 10, pp. 145-160.
- LAPLANTE, A. y BACHELER, G. (1954): "Un processus pédologique de la formation des cuirasses latéritiques dans l'Ademaoua (Nord-Cameroun)", *Rev. de Géomorphologie dynamique*, vol. VI, pp. 214-219.
- LIMON MONTERO, A. (1697): *Espejo cristalino de las aguas de España*, Madrid, I.G.M.E. (reed. facsímil, 1979), 432 pp.
- LOPEZ BERMUDEZ, F. (1981): "Geomorfología de las costras calizas", *Estudios Geográficos*, vol. XLII, nº 162, pp. 89-103.

- LOPEZ-RUIZ, J. y RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1985): "La región volcánica mio-pleistocena del NE de España", *Estudios Geológicos*, vol. 41, pp. 105-126.
- LOPEZ-RUIZ, J. et alt. (1993): "Cenozoic intra-plate volcanism related to extensional tectonics at Calatrava, central Iberia", *Journal of the Geological Society*, vol. 150, pp. 915-922.
- LORENZ, V. (1970): "Some aspects of the eruption mechanism of the Big Hole maar, central Oregon", *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 81, pp. 1.823-1.830.
- LORENZ, V. (1971): "Collapse structures in the Permian of the Saar-Nahearea, southwest Germany", *Geol. Rundschau*, vol. 60, pp. 924-948.
- LORENZ, V. (1973): "On the formation of maars", *Bull. Volcanol.*, vol. 37, pp. 183-204.
- LORENZ, V. (1986): "On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff ring", *Bull. Volcanol.*, nº 48, pp. 265-274.
- LUGO HUBP, J. et alt. (1985): "Las zonas más activas en el Cinturón Volcánico Mexicano (entre Michoacán y Tlaxcala)", *Geof. Int.*, vol. 24-1, pp. 83-96.
- LUGO HUBP, J. (1990): "El relieve de la República Mexicana", *Inst. Geología Revista*, vol. 9, nº 1, pp. 82-111.
- LUGO, J., MARTIN DEL POZZO, A.L. y VAZQUEZ SELEM, L. (1993): "Estudio geomorfológico del complejo volcánico de Colima", *Geof. Int.*, vol. 32, nº 4, pp. 633-641.
- MACHADO, F. et alt. (1962): "Capelinhos. Eruption of Fayal Volcano. Azores, 1957-1958", *Journal Geophys. Res.*, vol. 67, pp. 3.519-3.529.
- MACHADO, F. (1965): *Elementos de Vulcanología*, Lisboa, Junta de Investigações do Ultramar, 137 pp.
- MACHADO, F. (1965): *Vulcanismo das ilhas de Cabo Verde e das outras ilhas atlânticas*, Lisboa, Junta de Investigações do Ultramar, 163 pp.
- MADOZ, P. (1845-50): *Diccionario geográfico-estadístico-histórico de España y sus posesiones de Ultramar*, Valladolid, Ambito, (reed. facsímil, 1987), 16 vols.
- MAIGNIEN, R. (1956): "De l'importance du lessivage oblique dans le cuirassement des sols en A.O.F.", *VI Congrès International de la Science du Sol*, vol. V, pp. 463-467.
- MAIGNIEN, R. (1958): "Le cuirassement des sols en Guinée (Afrique Occidentale)", *Mem. Serv. Carte Geol. Alsace-Lorraine*, nº 16, 239 pp.
- MALLARACH, J.M. (1981): *Carta geológica de la región volcánica d'Olot. Litología i geomorfología a escala 1: 20.000*, Olot, Maber.

- MARTI, J. et alt. (1986): "Mecanismos eruptivos del volcán de la Closa de Sant Dalmai (Girona)", *Anales de Física*, vol. 82, pp. 143-153.
- MARTI, J. y MALLARACH, J.M. (1987): "Erupciones hidromagmáticas en el volcanismo cuaternario de Olot (Girona)", *Estudios Geológicos*, vol. 43, pp. 31-40.
- MARTI, J. y COLOMBO, F. (1990): "Estratigrafía, sedimentología y mecanismos eruptivos del edificio hidromagmático de El Golfo (Lanzarote)", *Bol. Geol. y Min.*, vol. 101-104, pp. 560-579.
- MARTI, J. y ARAÑA, V. (eds.)(1993): *La Volcanología actual*, Madrid, C.S.I.C., 578 pp.
- MARTIN DEL POZZO, A.L., ROMERO, V.H. y RUIZ, R.E. (1987): "Los flujos piroclásticos del volcán de Colima, México", *Geof. Inter.*, vol. 26, pp. 291-307.
- MARTIN ESCORZA, C. (1987): "Aplicación de las imágenes Landsat al estudio de las relaciones entre la raña y la tectónica pliocena a la Meseta Central Española", *Tecniterrae*, nº 20, pp. 8-22.
- MARTIN GALAN, F. y ROMERO, C. (1980): "Volcanismo y Geografía Física en Canarias", *Actas del II Col. Ibér. Geogr.*, vol. I, pp. 303-320.
- MARTIN-SERRANO, A. y GARCIA ABBAD, F.J. (1979): "El problema del cierre de la Meseta en su ángulo suroriental", *Bol. Geol. y Min.*, t. XC-III, pp. 243-252.
- MARTIN SERRANO, A. y GARCIA ABBAD, F.J. (1979): "Análisis morfoestructural de los Llanos de Albacete y sus marcos montañosos", *Estudios Geológicos*, nº 35, pp. 49-57.
- MARTIN-SERRANO, A. (1988): *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*, Zamora, Instituto de Estudios Zamoranos, 311 pp.
- MARTIN-SERRANO, A. (1988): "Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales", *Bol. Geol. y Min.*, vol. 99, pp. 855-870.
- MARTINEZ DE PISON, E. e HIGUES, V. (1972): "La escala del tiempo en la evolución geomorfológica del aparato eruptivo del Teneguía", *Estudios Geográficos*, nº 127, pp. 363-378.
- MARTINEZ DE PISON, E. e HIGUES, V. (1972): "Observaciones morfológicas sobre las erupciones del Etna", *Estudios Geográficos*, nº 127, pp. 173-264.
- MARTINEZ DE PISON, E. (1975): "Reflexión sobre el realismo geomorfológico", *Estudios Geográficos*, nº 140-141, pp. 697-742.
- MARTINEZ DE PISON, E. (1981): *El Teide. Estudio Geográfico*, Santa Cruz de Tenerife, Interinsular, 190 pp.

- MARTINEZ DE PISON, E. (1982): *El relieve de la Tierra*, Madrid, Salvat, 64 pp.
- MARTINEZ DE PISON, E. (1986): "Relieves volcánicos" en MARTINEZ DE PISON, E. y TELLO, B. (coords.): *Atlas de Geomorfología*, Madrid, Alianza Editorial, pp. 77-91.
- MARTINEZ DE PISON, E. y QUIRANTES, F. (1988): "Geomorfología volcánica", en GUTIERREZ, M. y PEÑA, J.L. (eds.): *Perspectivas en Geomorfología*, Zaragoza, S.E.G., pp. 28-36.
- MARTINEZ DE PISON, E., LOPEZ, J. y NICOLAS, P. (1988): *Observaciones geomorfológicas en la vertiente tibetana del Everest*, Madrid, U.A.M., 159 pp.
- MARTINEZ DE PISON, E. (1991): "Interés del establecimiento de un programa de investigación geográfica en la cadena volcánica de México y Guatemala", *Ería*, nº 24-25, pp. 135-138.
- MARTINEZ DE PISON, E. (1991): *La Antártida y las regiones glaciares del globo*, Lección inaugural del Curso Académico 1992-1993, Madrid, U.A.M., 96 pp.
- MAZO, A. et alt. (1980): "Le gisement a Anancus avernensis d'Alcolea de Calatrava (Ciudad Real) dans la Ruscien (Pliocene) de la Mesete espagnole", *Bull. Soc. Belge de Géol.*, vol. 89, pp. 145-178.
- MICHEL, P. (1959): "L'évolution géomorphologique des bassins du Sénégal et de la Haute-Gambie, ses rapports avec la prospection minière", *Rev. Géom. dyn.*, vol. X, pp. 117-143.
- MICHEL, P. (1960): *Notes sur les formations cuirassées de la region de Kédougou*, Ed. B.R.G.M., 23 pp.
- MILLOT, G. (1970): *Geology of clays*, Londres, Chapman and Hall, 429 pp.
- MOIGN, Y. y MOIGN, A. (1970): "Les îles Heimaey et Surtsey de l'archipel volcanique Vestmannaear. Étude litoral", *Norvis*, vol. 67, pp. 305-334.
- MOLINA, E. (1972): "Observaciones geológicas del Campo de Calatrava", *Estudios Geológicos*, vol. 27, pp. 3-11.
- MOLINA, E. (1975): "Estudios del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real)", *Trab. Neógeno-Cuaternario*, vol. 3, 106 pp.
- MOLINA, E. (1976): "Estudio micromorfológico y cronología relativa de paleosuelos en la Meseta inferior (Ciudad Real)", *Anales de Edafología y Agrobiología*, vol. 7-8, pp. 697-721.
- MOLINA, E. y BLANCO, J.A. (1980): "Quelques précisions sur l'alteration du Massif Hercynien espagnol", *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 290, pp. 1.293-1.296.

- MOLINA, E. (1980): "Alteración relicta y morfogénesis del macizo cristallino de Toledo", *Studia Geologica Salmanticensis*, nº 16, pp. 15-25.
- MOLINA, E. et alt. (1985): "Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector castellano-extremeño", *Studia Geol. Salmant.*, pp. 115-126.
- MOLINA, E. (1991): "Paleoalteraciones y evolución del relieve: El caso del zócalo hercinico ibérico", en AA.VV.: *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfogénesis del Oeste peninsular*, Salamanca, I.T.G.E. y S.E.G., pp. 27-43.
- MONTURIOL, F., GALLARDO, J. y ALEIXANDRE, T. (1970): "Los paleosuelos rojos en las formaciones cuaternarias del Campo de Calatrava (Ciudad Real)", *Anales de Edafología y Agrobiología*, vol. 7-8, pp. 548-573.
- MOORE, J.G., NAKAMURA, K. y ALCARAZ, A. (1966): "The 1965 eruption of Taal Volcano", *Science*, vol. 151, pp. 955-960.
- MOORE, J.G. (1967): "Base surge in recent volcanic eruptions", *Bull. Volcanol.*, vol. 30, pp. 335-363.
- MOTTET, G. (1972): "Observations géomorphologiques à l'île volcanique de Terceira (Açores)", *Finisterra*, vol. VII, fasc. 14, pp. 199-255.
- MULDER, M. de (1985): "The Karisimbi volcano (Virunga)", *Ann. Sér. in. 8°, Sc. Géol.*, nº 90, 101 pp.
- MUÑOZ JIMENEZ, J. y ASENSIO AMOR, I. (1975): "Los depósitos de rañas en el borde noroccidental de los Montes de Toledo", *Estudios Geográficos*, vol. 36, pp. 779-806.
- MUÑOZ JIMENEZ, J. (1976): "Sobre la existencia de encostramientos ferruginosos en la rasa occidental asturiana", *Estudios Geográficos*, nº 142, pp. 517-520.
- MUÑOZ JIMENEZ, J. (1976): *Los Montes de Toledo. Estudio de Geografía Física*, Oviedo, Dpto. de Geografía de la Univ. de Oviedo y C.S.I.C., 500 pp.
- MUÑOZ JIMENEZ, J. y PALACIOS, D. (1990): "El significado de los meandros encajados sobre calizas en la interpretación del establecimiento y evolución de la red hidrográfica en La Mancha y el Campo de Montiel", *Actas de la I Reunión Nacional de Geomorfología*, vol. II, pp. 469-478.
- MUXART, T. y BIROT, P. (1977): *L'alteration meteorique des roches*, París, Publ. Dep. Geogr. Paris-Sorbonne, nº 4, 279 pp.
- NABOKO, S.I. (ed.) (1982): *Hydrothermal mineral-forming solutions in the areas of active volcanism*, Nueva Delhi, Oxonian Press, 295 pp.

- NAHON, D. y DEMOULIN, D. (1971): "Contribution à l'étude des formations cuirassées du Sénégal Occidental (Petrographie, morphologie et stratigraphie relative)", *Rev. de Géographie physique et de Géologie dynamique*, vol. XIII, fasc. 1, pp. 35-54.
- OLLIER, C.D. (1967): "Maars. Their characteristics, varieties and definition", *Bull. Volcanol.*, vol. XXXI, pp. 45-73.
- OLLIER, C.D. (1974): "Phreatic eruptions and maars" en CIVETTA, L. et alt.: *Physical Volcanology*, Nueva York, Elsevier, pp. 289-311.
- ORDOÑEZ, J. et alt. (1976): "Estudio geológico de las facies rojas pliocuaternarias del borde SE de la Cuenca del Duero", *Estudios Geológicos*, vol. 32, pp. 215-220.
- PARADAS, A. y SANTIN, S. (1984): "Estudio volcanológico y geoquímico del maar de la Caldera del Rey. Tenerife (Canarias)", *Estudios Geológicos*, nº 40, pp. 285-313.
- PAYO, J. y RUIZ DE LA PARTE, E. (1977): *El primer perfil sísmico de la Meseta*, Madrid, Instituto Geográfico Catastral, 15 pp.
- PELLISIER, P. y ROUGERIE, G. (1952): "Problèmes morphologiques dans le bassin de Siguiri (Haut Niger)", *Bull. I.F.A.N.*, vol. XV, 47 pp.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1979): "El límite Plioceno-Cuaternario en la submeseta meridional en base a datos geomorfológicos y estratigráficos", *Trab. Neógeno-Cuaternario*, nº 9, pp. 23-36.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1981): *Neógeno y Cuaternario de la Llanura manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo*, Madrid, U.C.M., 787 pp.
- PEREZ GONZALEZ, A., CABRA GIL, P. y MARTIN-SERRANO, A. (1989): *Mapa del Cuaternario de España a E. 1: 200.000*, Madrid, I.T.G.E.
- PETERLONGO, J.M. (1978): *Massif Central. Guides géologiques régionales*, París, Masson, 233 pp.
- PINEDA VELASCO, A. (1984): "Las mineralizaciones metálicas y su contexto geológico en el área volcánica neógena del Cabo de Gata", *Bol. Geol. y Min.*, vol. XCV-VI, pp. 569-592.
- 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, pp. 326-335.
- POBLETE PIEDRABUENA, M.A. (1991): "Morfología de los cráteres explosivos pliocenos del Campo de Calatrava (Ciudad Real): subcuencas de Corral y Alcolea", *Ería*, nº 26, pp. 179-198.

- POBLETE PIEDRABUENA, M.A. (1991): "El empleo de los vocablos maar, cráter de explosión y diatrema en morfología volcánica", *Ería*, nº 27, pp. 89-94.
- POBLETE PIEDRABUENA, M.A. (1991): "Los volcanes del Campo de Calatrava", en AA.VV.: *Guía de los Espacios Naturales de Castilla-La Mancha*, Toledo, Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha, pp. 499-517.
- POBLETE PIEDRABUENA, M.A. (1992): "Las últimas manifestaciones asociadas al volcanismo del Campo de Calatrava (Ciudad Real): los manantiales termales", *Cuadernos de Sección. Historia-Geografía. Homenaje a Félix María Ugarte*, nº 20, pp. 187-201.
- POBLETE PIEDRABUENA, M.A. (1993): "Morfología y secuencia eruptiva del cráter explosivo de La Posadilla (Campo de Calatrava, Ciudad Real)" *Ería*, nº 30, pp. 51-59.
- POBLETE PIEDRABUENA, M.A. (1994): "Características morfoeruptivas del cráter explosivo de El Pardillo (Campo de Calatrava, Ciudad Real)", *Actas de la III Reunión Nacional de Geomorfología*, t. I, pp. 55-62.
- POZO, M. y MARTIN DE VIDALEZ, J.L. (1989): "Condiciones de formación de paligorskita-sepiolita en litofacies dolomíticas de la cubeta de Piedrabuena (Campo de Calatrava)", *Estudios Geológicos*, nº 45, pp.177-193.
- QUIROS LINARES, F. (1969): "La minería en el valle de Alcuía y el Campo de Calatrava", *Estudios Geográficos*, nº 117, pp. 505-626.
- REFFAY, A. (1980): "Les dômes volcaniques: essai de typologie géomorphologique", *Norois*, vol. 105, pp. 19-31.
- REFFAY, A. (1982): "L'évolution géomorphologique des dômes volcaniques", *Norois*, vol. 29, fasc. 115, pp. 403-412.
- REFFAY, A. (1982): "Les dômes volcaniques complexes", *Norois*, vol. 29, fasc. 114, pp. 229-237.
- REFFAY, A. (1985): "Les socles volcaniques", *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, vol. 2, pp. 153-163.
- Relaciones histórico-geográfico-estadístico de los pueblos de España: Hechas por iniciativa de Felipe II. Ciudad Real*, Madrid, C.S.I.C., (reed. facsímil, 1971), 618 pp.
- REMAOUN, K. (1989): "Volcanisme alcalin et phréatomagmatisme. Leur rôle dans la morphogénèse plioquaternarie en basse Tafna (Algérie)", *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, nº 5, pp. 387-390.
- RETALLACK, G.J. (1991): *Soils of the past. Introduction to Paleopedology*, Londres, Harper Collins, 520 pp.

- RIBA, O. (1975): "Geotermismo de la zona volcánica de Olot. Nota preliminar sobre posibilidades geotérmicas", *Bol. Geol. y Min.*, vol. LXXXVI-I, pp. 45-62.
- RITTMANN, A. (1963): *Les volcans et leur activité*, París, Masson, 460 pp.
- RIVIERE, A. (1977): *Méthodes granulométriques. Techniques et interprétations*, París, Masson, 174 pp.
- ROBIN, CL. et alt. (1987): "Eruptive history of the Colima volcanic complex (México)", *J. Volc. Geotherm. Res.*, vol. 31, pp. 99-113.
- ROIZ VEGAS, I. (1979): *La estructura y la sedimentación hercínica en especial del precámbrico superior en la región de Ciudad Real-Puertollano*, Madrid, U.C.M., Tesis Doctoral, 279 pp.
- ROMERO, C. et. alt. (1982): "Morfología del sistema eruptivo de Timanfaya, Montañas del Fuego y Pico Partido", *Anuario del Departamento de Geografía de la Univ. de La Laguna*, pp. 64-85.
- ROMERO, C., QUIRANTES, F. y MARTINEZ DE PISON, E. (1985): *Los volcanes. Guía Física de España I*, Madrid, Alianza Editorial, 256 pp.
- ROMERO, C. (1986): "Aproximación a la sistemática de las estructuras volcánicas complejas de las Islas Canarias", *Ería*, nº 11, pp. 211-223.
- ROMERO, C. (ed.) (1990): *Jornadas de campo sobre geomorfología volcánica*, Zaragoza, S.E.G., 346 pp.
- ROMERO, C. (1991): *Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario*, Sta. Cruz de Tenerife, Cons. Pol. Terr. del Gob. Auton. Canario, 1.463 pp.
- ROMERO, C. (1993): *Volcanismo histórico de Tenerife*, Sta. Cruz de Tenerife, Cabildo Insular de Tenerife, 468 pp.
- ROUGERIE, G. y LAMOTTE, M. (1954): "Le Mont Nimba (Guinée, Côte d'Ivoire). Étude de morphologie tropicale", *Bull. Assoc. Geogr. Franç.*, vol. 226-228, pp. 113-120.
- ROUGERIE, G. (1959): "Latéritisation et pédogenèse intertropicales", *Information Géographique*, vol. XXIII, pp. 199-206.
- RUBIO, P.M. (1853): *Tratado completo de las fuentes minerales en España*, Madrid, 740 pp.
- SAENZ RIDRUEJO, C. y LOPEZ MARINAS, J.M. (1975): "La edad del volcanismo de Cofrentes (Valencia)", *Tecniterrae*, pp. 8-14.
- SCHMINCKE, H.U. (1977): "Phreatomagmatische Phasen in quartären Vulkanen der Ostteifel", *Geol. Jahrbuch.*, vol. A39, pp. 3-45.
- SCHMINCKE, H.U., KIENLE, J. y HUOT, H.P. (1980): "Ukinrek Maars, Alaska, II, deposits and formation of the 1977 craters", *J. Volc. Geoth. Res.*, vol. 7, pp. 39-65.

- SCHNEIDER, K. (1912): "Die Vulkanischen Erscheinungen der Erde", *Jorn. Geol.*, vol. 20, 86 pp.
- SCHOELLER, H. (1962): *Les eaux souterraines: hydrologie, dynamique et chimique, recherche, exploitation et évaluation des ressources*, París, Masson, 642 pp.
- SCHOLLE, P.A., DEBOUT, D.G. y MOORE, C.H. (1983): *Carbonate depositional environments*, Tulsa, AAPG, Memoir 33, 708 pp.
- SEGALEN, P. (1966): "Alteration des minéraux primaires, synthèse des minéraux secondaires au cours de la ferrallitisation", *Cah. ORSTOM*, vol. IV, fasc. 4, pp. 5-13.
- SHERIDAN, M.F. y WOHLLETZ, K.F. (1981): "Hydrovolcanic explosions: the systematics of water-pyroclast equilibrium", *Science*, vol. 212, pp. 1.387-1.389.
- SHERIDAN, M.F. y BARBERI, F. (eds.) (1983): *Explosive volcanism*, Amsterdam, Elsevier, 481 pp.
- SHERIDAN, M.F. y WOHLLETZ, K.H. (1983): "Hydrovolcanism: basic considerations and review", en SHERIDAN, M.F. y BARBERI, F. (eds.): *Explosive volcanism*, Amsterdam, Elsevier, pp. 1-29.
- SIEBE, C., KOMOROWSK, J.C. y SHERIDAN, M.F. (1992): "Morphology and emplacement of an unusual debris-avalanche deposit at Jocotitlán volcano, central Mexico", *Bull. Volcanol.*, vol. 54, pp. 573-589.
- SIEBE, C., ABRAMS, y SHERIDAN, M.F. (1993): "Major Holocene block-and-ash fan at the western slope of ice-capped Pico de Orizaba volcano, Mexico: implications for future hazards", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, nº 59, pp. 1-33.
- SIMKIM, T. et alt. (1981): *Volcanoes of the world*, Pennsylvania, Smithsonian Institution, 232 pp.
- SOLE SABARIS, L. (1975): "Predescubrimiento de la región volcánica de Gerona", *Estudios Geográficos*, nº 140-141, pp. 1.069-1.077.
- STEARNS, H.T. y MACDONALD, G.A. (1946): "Geology and groundwater resources of the island of Hawaii", *Hawaii Div. Hydrog. Bull.*, nº 9.
- TAZIEFF, H. (1962): *Quand la terre tremble*, París, Arthème-Fayard, 383 pp.
- TAZIEFF, H. (1970): *Cratères en feu*, París, Arthaud, 255 pp.
- TAZIEFF, H. (1972): *L'Etna et les volcanologues*, París, Arthaud, 239 pp.
- TAZIEFF, H. (1974): *Los volcanes y la deriva de los continentes*, Barcelona, Labor, 126 pp.
- TERAN ALVAREZ, M. de (1964): "Las calderas canarias", *Estudios Geográficos*, vol. 94, pp. 102-104.

- TERAN ALVAREZ, M. de (1977): *Las formas del relieve terrestre y su lenguaje*, Madrid, Real Academia Española, 66 pp.
- TERAN ALVAREZ, M. de (1980): *De causa montium*, Madrid, Real Academia de la Historia, 51 pp.
- THIRY, M. et alt. (1983): "Formations rouges sidérolitiques et silifications sur la bordure Nord du Massif Central", *Rev. de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, vol. 24, pp. 381-395.
- THOMAS, M.F. (1974): *Tropical Geomorphology. A study of weathering and landform development in warm climates*, Londres, Macmillan, 332 pp.
- THORNBURY, W.D. (1954): *Principles of Geomorphology*, Nueva York, Wiley, 618 pp.
- THOURET, J.C. et alt. (1985): "Le Nevado El Ruiz (Cordillère des Andes de Colombie): stratigraphie, structures et dynamisme d'un appareil volcanique andésitique, composé et polygénique", *Rev. de Géologie dynamique et de Géographie physique*, vol. 26, pp. 257-271.
- TOMKEIEFF, S.I. (1949): "The volcanoes of Kamchatka", *Bull. Volcanol.*, vol. VIII, pp. 87-113.
- TRICART, J. (1959): "Géomorphologie dynamique de la moyenne vallée du Niger, Soudan", *Annales de Géographie*, pp. 333-343.
- TRICART, J. (1961): "Le modelé du Quadrilatero Ferrifero, Sud de Belo Horizonte (Brésil)", *Ann. Géogr.*, vol. 368, pp. 255-272.
- TRICART, J. y CAILLEUX, A. (1965): *Initiation à l'étude des sables et de galets*, Paris, C.D.U., 3 vols.
- TRICART, J. (1965): *Principes et méthodes de la Géomorphologie*, Paris, Masson et Cie, 496 pp.
- TRICART, J. y CAILLEUX, A. (1965): *Traité de Géomorphologie. Le modelé des régions chaudes. Forêts et Savannes*, Paris, S.E.D.E.S, 5^o ed., 322 pp.
- TRICART, J. (1968): *Précis de Géomorphologie*, Paris, S.E.D.E.S, 322 pp.
- TRICART, J. (1981): *Précis de Géomorphologie. Geomorphologie climatique*, Paris, S.E.D.E.S, 313 pp.
- TUCKER, M. (ed.) (1988): *Techniques in sedimentology*, Oxford, Blackwell, 394 pp.
- TWIDALE, C.R. (1962): "Steepned margins of inselberg from northwestern Eyre peninsula, South Australia", *Zeits. für Geomorphologie*, vol. 6, pp. 51-69.
- TWIDALE, C.R. (1963): "Australian laterites and silcretes: ages and significance", *Rev. de Géomorphologie Dynamique*, vol. 24, pp. 35-45.

- TWIDALE, C.R. (1983): "Pediments, peneplains and ultiplains", *Rev. de Géomorphologie Dynamique*, vol. 32, pp. 1-35.
- TWIDALE, C.R. y MILNES, A.R. (1983): "Slope processes active late in arid scarp retreat", *Zeits. für Geomorphologie*, vol. 27, pp. 343-361.
- TWIDALE, C.R. (1985): "Old land surfaces and their implications for models of landscape evolution", *Rev. de Géomorphologie Dynamique*, vol. 34, pp. 131-147.
- VAZQUEZ MAURE, F. y MARTIN LOPEZ, J. (1987): *Vocabulario de términos geográficos*, Madrid, M.O.P.U., 89 pp.
- VEGAS, R. (1971): "Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y Sur de España. El Valle de Alcudia y las Sierras de Cáceres y Norte de Badajoz", *Estudios Geológicos*, vol. XXVII, pp. 419-425.
- VEYRET, Y. (1980): "Quelques caractères d'une moyenne montagne englacée. Exemple des hautes terres cristallines et volcaniques du Massif Central Français", *Revue de Géomorphologie dynamique*, vol. 2, pp. 49-65.
- VOGT, J. (1954): "Une vallée soudanaise: la moyenne Bagoé", *Rev. de Géomorphologie dynamique*, vol. VI, pp. 214-219.
- VOGT, J. (1959): "Aspects de l'évolution morphologique récente de l'Ouest africain", *Ann. Géogr.*, vol. 367, pp. 193-206.
- VOGT, T. (1989): "Croûtes calcaires d'origine cryogénique", *Zeits. für Geomorphologie*, vol. 75, pp. 115-135.
- WADELL, H. (1935): "Ice floods and volcanic eruptions in Vatnajökull", *Geographical Review*, vol. 25, fasc. 1, pp. 131-136.
- WATERS, R.V. y FISHER, A.C. (1971): "Base surge and their deposits: Capelinhos and Taal volcanoes", *Journ. Geophys. Res.*, vol. 76, pp. 5.596-5.614.
- WOHLETZ, K.H. (1980): *Explosive hydromagmatic volcanism*, Arizona, Arizona State University, 303 pp.
- WOHLETZ, K.H. (1983): "Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain-size, scanning electron microscopy and experimental studies", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 17, pp. 65-88.
- WOHLETZ, K.H. y SHERIDAN, M.F. (1983): "Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones", *Am. Journ. Sci.*, vol. 283, pp. 385-413.
- ZANETTIN, B. (1992): "Evolution of the Ethiopian volcanic province", *Mem. Fis. Acc. Lincei*, s.9, vol. 1, fasc. 6, pp. 153-181.

INDICES

INDICE GENERAL

| | |
|---|----|
| PROLOGO | 13 |
| INTRODUCCION..... | 17 |
| I. Metodología | 19 |
| 1. Análisis volcanoestratigráficos y morfoeruptivos..... | 21 |
| 2. Difractometría de rayos X y espectrometría de absorción atómica..... | 23 |
| 3. Análisis sedimentológicos y láminas delgadas | 27 |
| II. Delimitación de las unidades morfoestructurales del borde meridional de la Submeseta sur..... | 29 |
| CAPITULO PRIMERO. CARACTERISTICAS LITOESTRATIGRAFICAS Y MORFOESTRUCTURALES | 41 |
| I. Litoestratigrafía..... | 43 |
| 1. Materiales del zócalo paleozoico | 43 |
| 2. Materiales de las subcuencas terciarias..... | 46 |
| A. Formación detrítica basal..... | 51 |
| B. Depósitos freatomagmáticos miopliocenos | 68 |
| C. Calizas y margas ruscinienses..... | 73 |
| D. Materiales volcánicos pliocuaternarios y pleistocenos | 76 |
| II. Organización morfoestructural..... | 78 |
| 1. Estructuras plegadas hercínicas | 78 |
| 2. Estructuras volcánicas..... | 80 |
| CAPITULO SEGUNDO. FORMAS DEL RELIEVE VOLCANICO.. | 81 |
| I. Características geodinámicas y estructurales. Evolución volcánica | 85 |
| 1. Aspectos geodinámicos del volcanismo de la Submeseta Meridional... | 85 |

| | |
|---|-----|
| 2. Articulación estructural del volcanismo | 88 |
| 3. Edad de la actividad volcánica | 92 |
| II. Rasgos morfológicos de los edificios volcánicos..... | 95 |
| 1. Clasificación morfológica de los tipos de volcanes | 95 |
| 2. Morfología de los aparatos volcánicos pliocenos | 101 |
| A. Localización y análisis volcanoestratigráfico de los depósitos freatomagmáticos de la serie neógena | 101 |
| a. Descripción de los perfiles..... | 102 |
| b. Interpretación de los perfiles | 109 |
| B. Morfología y secuencia de los cráteres explosivos subsiden- tes..... | 111 |
| a. Cráter explosivo de Las Higueruelas | 116 |
| a.1.El descubrimiento del yacimiento paleontológico y las primeras investigaciones geológicas..... | 117 |
| a.2. La interpretación geológica del yacimiento como caldera volcánica: argumentos y dataciones..... | 117 |
| a.3. La formación del maar: formas y depósitos frea- tomagmáticos..... | 120 |
| a.4. Secuencia morfoeruptiva..... | 124 |
| b. Cráter explosivo de Benavente | 128 |
| c. Cráter explosivo de Galiana..... | 129 |
| d. Cráter explosivo de Cantarranas | 130 |
| e. Cráter explosivo de Los Corrales..... | 131 |
| f. Cráter explosivo de La Encomienda | 131 |
| C. Conclusion | 134 |
| 3. Morfología de los aparatos volcánicos villafranquienses y pleis- tocenos | 136 |
| A. Cráteres explosivos o maares | 136 |
| a. Cráteres explosivos sin borde anular | 138 |
| a.1. Conjunto explosivo de la Sierra de Medias Lunas..... | 138 |
| a.2. Conjunto explosivo de la Sierra del Despeñadero | 155 |
| b. Cráteres explosivos con borde anular | 160 |
| b.1. Conjunto explosivo de la cuenca baja del Jabalón..... | 160 |
| b.2. Conjunto explosivo de Cuelgaperros | 177 |
| B. Volcanes piroclásticos..... | 188 |
| a. Cabezo del Rey | 188 |
| b. Cabezo del Palo | 190 |
| C. Volcanes mixtos | 191 |

| | |
|---------------------------------------|-----|
| a. Peñarroya | 192 |
| b. Cerro de Zurriaga..... | 196 |
| c. La Atalaya..... | 199 |
| D. Volcanes lávicos monogénicos | 202 |
| a. Tipo negrizal | 204 |
| a.1. Cabezo de la Plata..... | 204 |
| b. Tipo castillejo..... | 208 |
| b.1. Cerro Negro | 208 |
| b.2. Peñón de Ciruela..... | 209 |
| c. Tipo cabezo..... | 212 |
| c.1. Cerro de las Moreras..... | 212 |
| c.2. Cabezo Segura | 214 |

CAPITULO TERCERO. MORFOLOGIA DE LAS COSTRAS FERROMANGANESIFERAS..... 221

| | |
|---|-----|
| I. Diferentes acepciones de los términos laterita, coraza, costra, laterización y encostramiento | 223 |
| II. Interpretaciones acerca de la formación de las costras ferromanganesíferas y estado actual de las investigaciones | 228 |
| III. Localización y análisis de los manantiales termales..... | 233 |
| 1. Referencias históricas e inventario de los manantiales termales de Ciudad Real | 233 |
| 2. Articulación espacial de los manantiales termales y su relación con la estructura tectónica regional..... | 239 |
| 3. Análisis químicos y mineralógicos de las aguas termales | 244 |
| A. Metodología | 244 |
| B. Hervideros del Campo de Calatrava | 246 |
| a. Hervideros de Villafranca | 247 |
| b. Hervideros de Fuensanta..... | 250 |
| c. Hervideros de San Cristóbal | 253 |
| d. Hervideros de Villar del Pozo..... | 255 |
| e. Hervideros del Chorrillo y Piedra de Hierro..... | 260 |
| f. Hervideros de Baño Chico y Fontecha | 262 |
| g. Hervideros del Barranco | 265 |

| | |
|--|-----|
| h. Hervideros de Sacristanía | 266 |
| i. Hervideros de Fuentillejo | 268 |
| j. Hervideros de Colodrilla..... | 271 |
| k. Hervideros de la Fuente Agria de Puertollano..... | 275 |
| 4. Participación del hidrotermalismo en la morfogénesis de las costras ferromanganesíferas | 277 |
| IV. Formaciones afectadas por procesos de encostramiento ferromanganesífero | 287 |
| 1. Alineación septentrional de la Sierra de Calatrava | 290 |
| A. Abanicos aluviales y glaciares coluviales del Cordal de la Zarza..... | 291 |
| B. Abanicos aluviales, materiales piroclásticos y coladas lávicas, conos de deyección y glaciares coluviales del Cordal de Hervideros..... | 308 |
| C. Glaciares de rañas del Cordal de Navalonguilla | 320 |
| 2. Alineación de la Sierra de Medias Lunas: abanicos aluviales, glaciares de acumulación, terrazas fluviales, coluviones y niveles de acumulación fluvial..... | 348 |
| 3. Formaciones travertínicas hidrotermales puntuales | 380 |
| V. Morfogénesis de las costras ferromanganesíferas..... | 383 |
| CONCLUSIONES | 391 |
| APENDICES GRAFICOS | 399 |
| BIBLIOGRAFIA..... | 431 |
| INDICES | 455 |

INDICE DE CUADROS

| | |
|---|-----|
| Cuadro I. Etapas volcánicas acontecidas durante el Neógeno en el Campo de Calatrava..... | 135 |
| Cuadro II. Censo de manantiales termales de la provincia de Ciudad Real | 240 |
| Cuadro III. Espectrometría de absorción atómica del hierro y manganeso contenido en los manantiales termales del Campo de Calatrava y difracción de rayos X de los remanentes precipitados..... | 273 |
| Cuadro IV. Características granulométricas de los depósitos de abanicos aluviales pliocenos del Chorrillo (Sierra de la Zarza) | 302 |
| Cuadro V. Cronología relativa de las costras ferromanganesíferas..... | 388 |

INDICE DE FIGURAS

| | | |
|----------|---|----|
| Fig. 1. | Mecanismo de funcionamiento del espectrofotómetro de absorción atómica | 26 |
| Fig. 2. | Unidades morfoestructurales del borde meridional de la Submeseta Sur | 34 |
| Fig. 3. | Mapa geológico del Campo de Calatrava | 48 |
| Fig. 4. | Formación detrítica basal e intercalación de depósitos freatomagmáticos (Arroyo de la Cañada de Santa María, Puente Morena)..... | 52 |
| Fig. 5. | Granulometría y morfometría de la fracción grosera de la F.D.B. (Arroyo de Cañada de Sta. María, Puente Morena) | 53 |
| Fig. 6. | Curva granulométrica acumulativa de la matriz de la formación detrítica basal (Arroyo de la Cañada de Sta. María, Puente Morena)..... | 54 |
| Fig. 7. | Formación detrítica basal grosera fosilizada por oleadas piroclásticas seca y materiales margosos de edad rusciniense (cantera de Fuente Simón en el volcán Cabezo Segura, Puente Morena) | 56 |
| Fig. 8. | Granulometría y morfometría de la fracción grosera de la F.D.B. (cantera de Fuente Simón en el volcán de Cabezo Segura)..... | 57 |
| Fig. 9. | Curvas granulométricas acumulativas de la formación detrítica basal grosera y fina (cantera de Fuente Simón en el volcán de Cabezo Segura)..... | 59 |
| Fig. 10. | Formación detrítica basal fina fosilizando una oleada piroclástica seca de edad miopliocena (canteras de Corral de Calatrava) | 60 |
| Fig. 11. | Curvas granulométricas acumulativas de la fracción detrítica basal fina (cantera de Corral de Calatrava) | 63 |
| Fig. 12. | Curvas granulométricas acumulativas de la formación detrítica basal fina (canteras de Motilla, Valhondo) | 65 |
| Fig. 13. | Correlaciones estratigráficas entre las formaciones sedimentarias de las subcuencas del Campo de Calatrava | 69 |
| Fig. 14. | Relación entre energía explosiva e interacción agua-magma (tomado de WOHLETZ y MCQUEEN, 1984)..... | 71 |
| Fig. 15. | Oleada piroclástica seca de estratificación planar fosilizada por calizas ruscinienses (cantera de la presa de La Encomienda, cerca del volcán de las Higueras, Corral de Ctiva.) | 73 |
| Fig. 16. | Calizas ruscinienses en disposición tabular en la subcuenca de Corral de Calatrava | 75 |
| Fig. 17. | Modelo propuesto para la Corteza y Manto Superior (según BERGAMIN y CARBO, 1986) | 87 |
| Fig. 18. | Modelo geodinámico para la zona volcánica del Campo de Calatrava (según LOPEZ-RUIZ, J. et alt., 1993)..... | 89 |

| | |
|---|-----|
| Fig. 19. Directrices estructurales de los volcanes del sector central del Campo de Calatrava..... | 91 |
| Fig. 20. Modalidades de edificios volcánicos formados a partir de erupciones freato-magmáticas (según CAS y WRIGHT, 1987) | 98 |
| Fig. 21. Mapa de tipos de volcanes del Campo de Calatrava | 102 |
| Fig. 22. Perfil estratigráfico de Fuente Simón en el volcán de Cabezo Segura | 103 |
| Fig. 23. Secuencia estratigráfica de la Tejera en el arroyo de Cañada de Sta. María (Puente Morena) | 105 |
| Fig. 24. Columna estratigráfica de las cercanías de Puente Morena (borde suroriental del volcán Cabezo Segura) | 106 |
| Fig. 25. Alzado estratigráfico de las canteras de la subcuenca de Corral de Calatrava | 107 |
| Fig. 26. Perfil estratigráfico de Los Corrales (borde oriental de la subcuenca de Alcolea de Calatrava)..... | 108 |
| Fig. 27. Vista aérea de los maares o cráteres explosivos de la subcuenca de Alcolea de Calatrava (Esc. aprox. 1:30.000)..... | 112 |
| Fig. 28. Corte teórico de una diatrema peperítica con relleno lacustre y subsidencia pericratérica (tomado de PETERLONGO, 1978)..... | 115 |
| Fig. 29. Vista del cráter explosivo de Las Higuieruelas desde el borde suroriental | 116 |
| Fig. 30. Esquema geomorfológico de los cráteres explosivos pliocenos y de los volcanes estrombolianos villafranquienses de la subcuenca de Alcolea de Calatrava | 122 |
| Fig. 31. Reconstrucción genética del cráter explosivo de Las Higuieruelas | 126 |
| Fig. 32. Esquema geomorfológico del cráter explosivo de La Encomienda | 133 |
| Fig. 33. Esquema geomorfológico del cráter explosivo de La Posadilla | 141 |
| Fig. 34. Formación del volcán estromboliano de Malos Aires en la cima del cordal de Medias Lunas | 143 |
| Fig. 35. Fisuras de distensión en el borde oriental del segundo nivel lávico de Malos Aires (ladera meridional de Medias Lunas)..... | 144 |
| Fig. 36. Apertura de los cráteres explosivos de La Posadilla y El Portillo | 146 |
| Fig. 37. Oleadas piroclásticas húmedas expelidas por el cráter explosivo de La Posadilla (Valverde de Calatrava)..... | 148 |
| Fig. 38. Detalle de las oleadas húmedas que colman el paleovalle de Valverde | 148 |
| Fig. 39. Cráter explosivo de La Posadilla (cordal de Medias Lunas) | 150 |
| Fig. 40. Cráter explosivo de El Portillo labrado en la cumbre de Medias Lunas..... | 150 |
| Fig. 41. Frente lávico procedente del cráter explosivo de El Portillo | 151 |
| Fig. 42. Formas volcánicas del sistema eruptivo del sector oriental de Medias Lunas | 153 |
| Fig. 43. Cráter explosivo en herradura de El Paso (sector central de Medias Lunas).. | 154 |
| Fig. 44. Cráter explosivo de Corchuelos (Sierra del Despeñadero)..... | 157 |
| Fig. 45. Detalle de las oleadas piroclásticas húmedas del borde septentrional de Corchuelos | 157 |

| | |
|--|-----|
| Fig. 46. Discordancias erosivas labradas por las oleadas piroclásticas húmedas sobre materiales de proyección aérea | 159 |
| Fig. 47. Ajuste subsidente de las oleadas piroclásticas húmedas mediante fallas normales de pequeño salto | 159 |
| Fig. 48. Esquema geomorfológico de la cuenca baja del río Jabalón | 161 |
| Fig. 49. Vista occidental del cráter explosivo de la Hoya del Mortero..... | 162 |
| Fig. 50. Sección transversal del borde occidental del anillo cratérico de La Hoya del Mortero | 164 |
| Fig. 51. Deformaciones postdeposicionales de los estratos horizontales de la oleada piroclástica seca mediante bomb sags | 164 |
| Fig. 52. Borde occidental del anillo cratérico de El Pardillo | 169 |
| Fig. 53. Canales erosivos en U labrados en el borde anular occidental de El Pardillo | 171 |
| Fig. 54. Sección oriental del borde anular del cráter explosivo de Toro Bizco | 172 |
| Fig. 55. Vista occidental del cráter explosivo de Cuelgaperros | 178 |
| Fig. 56. Esquema geomorfológico del cráter explosivo de Cuelgaperros y del Cerrajón de la Puebla..... | 180 |
| Fig. 57. Nivel inferior de la costra carbonatada del borde meridional de la depresión de Cuelgaperros (Nicoles cruzados x30) | 182 |
| Fig. 58. Tramo superior de la costra carbonatada del borde meridional de la depresión de Cuelgaperros (Nicoles cruzados x30)..... | 182 |
| Fig. 59. Lámina delgada del nivel de acumulación fluvial +20-22 m del río Jabalón (Nicoles cruzados x30) | 183 |
| Fig. 60. Nivel de acumulación fluvial +20-22 m del río Jabalón fosilizado por el borde sur-oriental del cráter explosivo de Cuelgaperros..... | 185 |
| Fig. 61. Brechas explosivas intercaladas en el tramo superior de la costra carbonatada del borde meridional de la depresión de Cuelgaperros | 185 |
| Fig. 62. Facies distal de oleada piroclástica seca de Cuelgaperros fosilizada por un nivel de costra carbonatada correspondiente a la superficie tabular de Parrales. | 187 |
| Fig. 63. Tramo superior de la formación de costras carbonatadas de Parrales (Nicoles cruzados x30) | 187 |
| Fig. 64. Cono piroclástico del Cabezo del Rey visto desde el Este | 189 |
| Fig. 65. Facies de pie de cono del Cabezo del Palo fosilizada por una oleada piroclástica seca expelida desde la Hoya del Palo | 191 |
| Fig. 66. Esquema geomorfológico del volcán mixto de Peñarroya | 194 |
| Fig. 67. Vista de las coladas aa que recubren el flanco septentrional del conde de Peñarroya | 195 |
| Fig. 68. Paleosuelo rojo mediterráneo fosilizado por el manto lávico pahoehoe del Cerro de la Zurriaga | 198 |

| | |
|---|-----|
| Fig. 69. Arginales del horizonte carbonatado del paleosuelo rojo mediterráneo (Nicoles cruzados x30) | 198 |
| Fig. 70. Esquema geomorfológico del volcán mixto de La Atalaya y del negrízal de La Halconera | 200 |
| Fig. 71. Facies de pie de cono de La Atalaya..... | 202 |
| Fig. 72. Coladas lávicas superpuestas correspondientes a la última etapa efusiva del Cabezo de la Plata (Ciudad Real) | 205 |
| Fig. 73. Esquema geomorfológico de los edificios volcánicos de la cuenca alta del Guadiana | 206 |
| Fig. 74. Castillejos de Peñas Negras vistos desde el Norte (Cordal del Despeñadero) | 209 |
| Fig. 75. Castillejo volcánico del Peñón de Ciruela | 211 |
| Fig. 76. Esquema geomorfológico de los edificios volcánicos del Cabezo Segura I y II | 215 |
| Fig. 77. Mesa lávica del Cabezo Segura I vista desde el Oeste | 216 |
| Fig. 78. Fisura de distensión en el frente lávico de la colada septentrional del Cabezo Segura I (margen izquierda del río Guadiana)..... | 217 |
| Fig. 79. Extremo meridional del Cabezo Segura II donde se aprecia la superposición de cuatro coladas lávicas pahoehoe | 218 |
| Fig. 80. Estructuras pseudoanticlinales y pseudosinclinales de los materiales de proyección aérea y de las oleadas secas del Cabezo Segura II | 218 |
| Fig. 81. Mapa de los manantiales termales del área volcánica del borde meridional de la Submeseta Sur y su relación con las principales morfoestructuras..... | 242 |
| Fig. 82. Hervidero pequeño de Villafranca | 250 |
| Fig. 83. Hervideros de Villar del Pozo..... | 259 |
| Fig. 84. Formación tobácea y carbonatos precipitados en el hervidero de Piedra de Hierro | 259 |
| Fig. 85. Remanentes de hidróxidos de hierro precipitados en el hervidero de Baño Chico..... | 263 |
| Fig. 86. Alberca de agua ferruginosa de Fontecha | 264 |
| Fig. 87. Hervidero del Barranco..... | 264 |
| Fig. 88. Hervideros de Fuentillejo II | 269 |
| Fig. 89. Modelo de morfogénesis de costras ferromanganesíferas en las dorsales oceánicas (según TOTH, 1980 y LEINEN et alt., 1986) | 287 |
| Fig. 90. Explotación minera de El Chorrillo | 292 |
| Fig. 91. Perfil stratigráfico de El Chorrillo | 293 |
| Fig. 92. Curvas granulométricas acumulativas de la fracción arenosa de los abanicos aluviales de El Chorrillo | 299 |
| Fig. 93. Glacis coluvial de El Chorrillo encostrado por cemento ferruginoso..... | 307 |
| Fig. 94. Detalle de la costra coluvial de El Chorrillo..... | 307 |

| | |
|--|-----|
| Fig. 95. Costra ferruginosa en el volcán del Enebrillo..... | 309 |
| Fig. 96. Correlaciones estratigráficas efectuadas a partir de los sondeos realizados en la ladera del cordal de Hervideros (Volcán del Enebrillo, Ballesteros de Calatrava)..... | 310 |
| Fig. 97. Niveles de encostramiento del volcán del Enebrillo..... | 311 |
| Fig. 98. Perfil de las costras ferruginosas del volcán del Enebrillo | 313 |
| Fig. 99. Correlaciones estratigráficas efectuadas a partir de los sondeos llevados a cabo por ENADIMSA en la falda del Artesón (Villar del Pozo) | 315 |
| Fig. 100. Cortes geológicos de las costras ferruginosas del cordal de Hervideros (elaborados por ENADIMSA) | 317 |
| Fig. 101. Cortes geomorfológicos de las rañas de la subcuenca de Corral de Calatrava | 327 |
| Fig. 102. Granulometría y morfometría de la fracción grosera de la raña del arroyo de San Antón (Corral de Calatrava) | 332 |
| Fig. 103. Curva granulométrica acumulativa de la fracción arenosa de la raña del arroyo de San Antón | 333 |
| Fig. 104. Granulometría y morfometría de la fracción grosera de la raña de Carrascales (Corral de Calatrava) | 335 |
| Fig. 105. Granulometría y morfometría de la fracción grosera de la raña de Puente Morena | 338 |
| Fig. 106. Granulometría y morfometría de la fracción grosera de la raña del Cerro de Rubiales (Pozuelos de Calatrava) | 339 |
| Fig. 107. Esquema geomorfológico del sector occidental de la Sierra de Medias Lunas..... | 352 |
| Fig. 108. Vista general del cuarto nivel de glacis de acumulación afectado por encostramiento ferruginoso (sector occidental de Medias Lunas)..... | 355 |
| Fig. 109. Vista parcial de la costra ferruginosa del frente del cuarto nivel de glacis de acumulación (sector occidental de Medias Lunas)..... | 355 |
| Fig. 110. Terraza aluvial +40 m cementada por oxihidróxido de hierro vista desde el NO | 358 |
| Fig. 111. Detalle de la costra aluvial +40 m del río Guadiana (Puente Nuevo de C.L. de Pozuelos a Alcolea de Ctv.a.) | 360 |
| Fig. 112. Vista general de los niveles de glacis de acumulación del sector occidental de Medias Lunas (G4, G3 y G2)..... | 361 |
| Fig. 113. Perfil estratigráfico de los abanicos aluviales encostrados de la subcuenca de Vahondo (Arroyo de la Zurda)..... | 365 |
| Fig. 114. Cuarto nivel de glacis de acumulación (G4) encostrado por hidróxido de hierro modelado sobre los abanicos aluviales de la Zurda | 368 |
| Fig. 115. Costra aluvial +10 m del río Guadiana | 370 |
| Fig. 116. Lámina delgada del tramo meridional de la T+10 m formada por caliza micrítica arenosa con fragmentos de ostrácodos (Nicoles cruzados x30) | 372 |

| | |
|--|-----|
| Fig. 117. Costra coluvial würmiense situada en el arroyo de la Zurda (Quintería de Coello, sector central de Medias Lunas) | 374 |
| Fig. 118. Costra coluvial (G2) del Puente de Alarcos..... | 376 |
| Fig. 119. Cadena de costras ferruginosas coluviales y aluviales del valle del río Milo (Kankan, Guinea) (según PELLISIER y ROUGERIE, 1953) | 379 |
| Fig. 120. Toba ferruginosa holocena del manantial de Piedra de Hierro..... | 382 |

Se terminó de imprimir este libro
el 5 de mayo de 1995,
en los talleres de
Gráficas Apel
de Gijón

