



IGME

760
19-30

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

DAIMIEL

Segunda serie - Primera edición

709 ANCIERA 16-28	710 ARTUERA DE BURGOS 17-26	711 BESURAS 16-26	712 MADRIZOJOS 19-26	713 ALCAZAR DE SANTILLAN 20-28	714 CABEZAS DE CRISTINA 21-29	715 EL ROMERO 22-28
734 VILLARTA DE LOS MONTES 16-26	735 FONTEAREDO 17-29	736 MILAGRO 18-29	737 VILLANUEVA DE BURGOS 19-26	738 VILLANUEVA DE TERRAL 20-26	739 LA ALAMEDA DE LA CERDA 21-29	740 MURRIEDOS 22-28
757 PUEBLA DE COSQUERO 16-30	758 EL OQUIERO 17-30	759 PIEDMARINA 18-30		761 20-30	762 21-30	763 TOMELLERO 22-30
782 VALDEMARCO DE ESTERAS 16-21	783 MRINCIAS 17-31	784 CIGUDERA 18-31	785 ALMAGRO 19-31	786 MANZANARES 20-31	787 21-31	788 EL BORILLO 22-31
808 ALMADEN 16-32	809 TRINQUERA 17-32	810 ALMODOVAR DEL CAMP 18-32	811 MORAL DE CALATRAVA 19-32	812 VALDEPERAS 20-32	813 INFIANTES 21-32	814 VILLANUEVA LA CALZADA 22-32

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

DAIMIEL

Segunda serie - Primera edición

CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

HAN INTERVENIDO

Cartografía y secciones estratigráficas:	J. M. Portero García (CGS) y J. I. Ramírez Merino (CGS).
Geomorfología:	J. M. Portero y J. I. Ramírez Merino.
Edafología:	J. Gallardo Díaz (CSIC).
Petrología:	M. J. Aguilar Tomás (CGS) y E. Ancochea Soto (U. C. Madrid).
Micropaleontología:	M. C. Leal Martín (CGS).
Micromorfología de suelos:	E. Molina Ballesteros (Univ. Salamanca).
Sedimentología de Laboratorio:	Laboratorios de CGS y Estratigrafía de la U. C. de Madrid.
Memoria:	J. M. Portero García, E. Ancochea y J. Gallardo.
Coordinación y dirección:	A. Pérez González (IGME) y J. M. Portero.

Fofocomposición: Ediciones y Promociones Molina, S.A.

Impresión: Master's Gráfico, S.A.

Depósito legal: M-37404-1988

NIPO: 232-88-005-7

INTRODUCCION

La hoja de Daimiel se sitúa en la llanura manchega occidental muy próxima a la zona de transición con los Campos de Calatrava. Administrativamente pertenece en su totalidad a la provincia de Ciudad Real.

El relieve es esencialmente llano, sobre todo en la mitad meridional, oscilando las cotas entre 605 m. en el valle del Guadiana y 658 m. en el vértice de las Cabezas. Las características fisiográficas son las de la llanura manchega con desarrollo de una extensa planicie que desciende de NNE a SSO entre 640 y 620 m., interrumpida por la aparición de relieves residuales paleozoicos y algunos conos volcánicos, característicos de la zona de transición a los campos de Calatrava. En la mitad norte de la hoja se sitúa el valle del Guadiana. Los cursos fluviales son poco definidos y presentan escasa pendiente, dando lugar a extensas zonas encharcadas, relacionadas con la proximidad de los niveles freáticos, que constituyen el Parque Nacional de las Tablas de Daimiel. Hoy en día las Tablas se encuentran en fase de regresión y próximas a un estado crítico irreversible de desastre ecológico, debido a la sobreexplotación de los acuíferos que las alimentan. Otra característica del relieve es la aparición de depresiones de origen kárstico, en cuyo fondo se dan zonas

endorreicas, potencialmente encharcables, la mayor parte de las cuales se encuentran hoy día desecadas y cultivadas, debido al descenso de los niveles piezométricos.

El núcleo de población más importante es Daimiel. Carrión de Calatrava, Torralba de Calatrava y parte del casco de Malagón se enclavan también en la zona ocupada por la hoja. La economía se basa principalmente en la agricultura, sobre todo en el cultivo de la vid. También alternan los cultivos de secano (cereales) y regadío (maíz, remolacha).

Desde el punto de vista geológico los materiales hercínicos de la hoja (ordovícico inferior) pertenecen a la zona centroibérica caracterizada, en este sector, por la ausencia de metamorfismo. Los datos geofísicos y de sondeos revelan la existencia de una subcuenca o depocentro, de varios centenares de metros de espesor, relleno por materiales continentales de probable edad Mioceno superior-Plioceno inferior. Los afloramientos terciarios son correlacionables con los sedimentos del Plioceno superior (Villafranquense inferior y medio) que llenan la cuenca manchega entre Ciudad Real y el río Júcar. Los procesos erosivos y de aplanamiento del Plioceno superior, del límite Plio-pleistoceno, el débil encajamiento de la red fluvial durante el Plaistoceno y los procesos de karstificación configuran esencialmente la morfología de la hoja.

1. ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Daimiel afloran materiales que pertenecen al Ordovícico inferior, Plioceno y Cuaternario, así como rocas volcánicas básicas y ultra-básicas postalpinas.

1.1. ORDOVICICO

La existencia de materiales ordovícicos en la región, se conoce desde 1856, cuando PRADO y VERNEUIL y BARRANDE citan algunos elementos de la fauna segunda en la hoja 18-31 (Ciudad Real). Los conocimientos estratigráficos preliminares fueron revisados por MALLADA (1896) y precisados más tarde por H. PACHECO (1931), ALVARADO y H. PACHECO (1934) y MACHENS (1954). Entre los trabajados regionales de mayor interés, hay que destacar los de BOUYX (1970), TAMAIN (1970) y MARTIN ESCORZA (1975) y HAMMAN (1983).

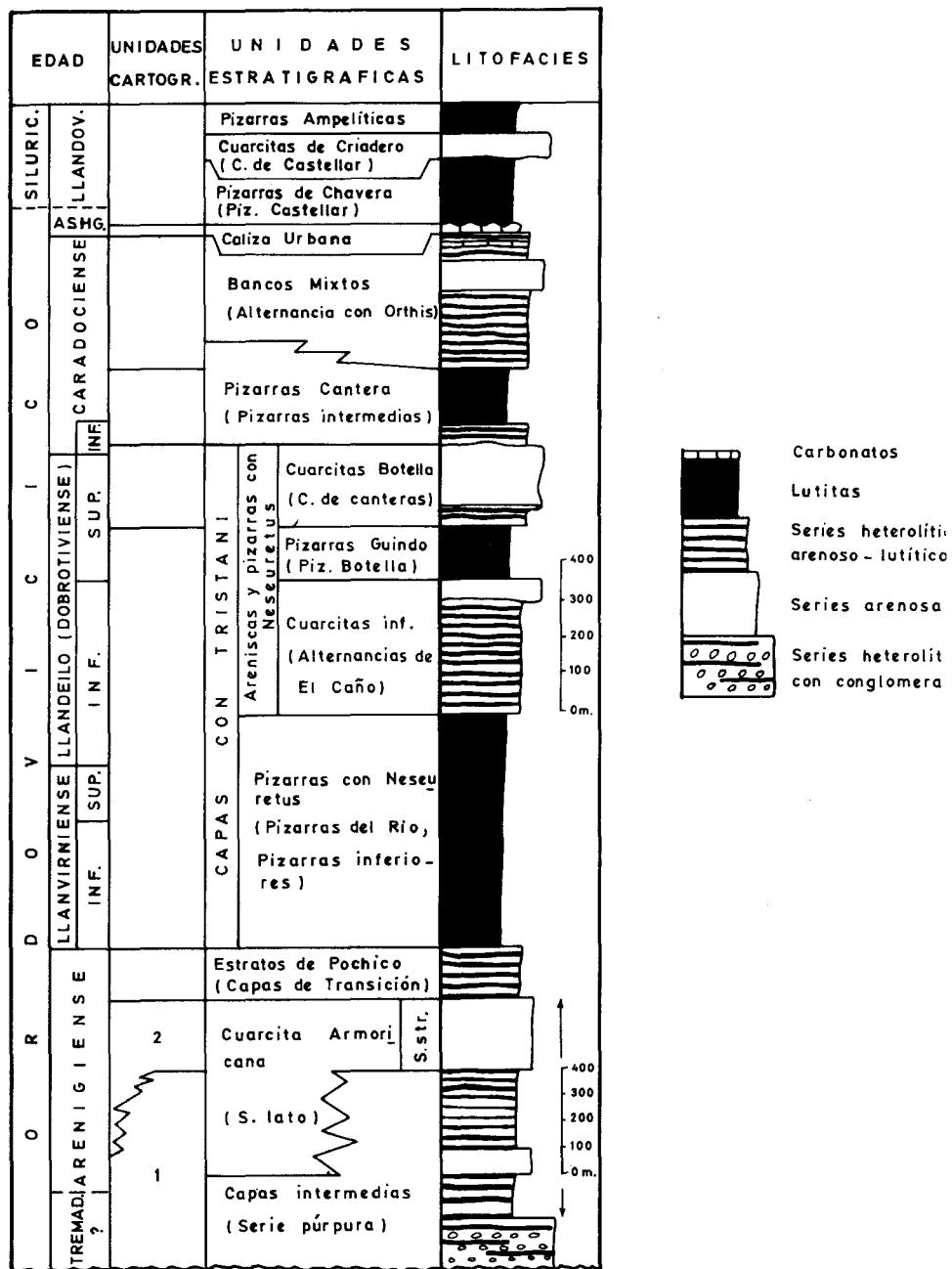


Figura 1. Columna estratigráfica sintética del Ordovícico basada en HAMMAN (1983).

1.1.1. Cuarcitas y pizarras (1). Tremadoc-Arenig

Constituyen las «Capas intermedias» de LOTZE (1956), cuyo nombre hace referencia a su situación entre el Cámbrico (o el Precámbrico) y la Cuarcita Armoricana (s.str.). Reciben además otros nombres como «Serie Púrpura», debido a la tonalidad rojizo-violácea que domina en estos materiales, «formación de base» (TAMAIN, 1972) o «Niveau rouge» (BOUYX, 1970).

La potencia de esta unidad es muy variable en el ámbito centro-ibérico, llegando a 1.000 m. en el Valle de Alcudia y al sur de Cáceres, mientras que en otras zonas llega a desaparecer por completo, situándose la Cuarcita Armoricana directamente sobre el Cámbrico o Precámbrico (Discordancia toledánica). Sin embargo, cuando la serie es completa hay concordancia total entre «Serie Púrpura» y «Cuarcita Armoricana» e incluso relevo lateral entre ambas formaciones.

Aflora exclusivamente en el vértice de las Cabezas (zona centromeridional de la hoja), en donde aparecen los términos más superiores situados directamente por debajo de la Cuarcita Armoricana.

Regionalmente se distinguen tres tramos:

- Inferior, de 200-250 m. de espesor, a base de areniscas gruesas, microconglomerados, cuarcitas y pizarras.
- Medio, de 350-450 m. Formado por una serie alterna, areniscas, pizarras y cuarcitas en gruesos bancos.
- Superior, que es el aflorante en la hoja. Tiene una potencia de trescientos metros en los que alternan areniscas, cuarcitas y pizarras en capas decimétricas. Las coloraciones de los materiales son rojizas y rojo violáceas.

Al microscopio las cuarcitas están formadas por cuarzo (80 %) y cemento silíceo (20 %), con abundantes crecimientos secundarios e intensas estructuras de presión solución.

Aparecen secuencias depositadas en una llanura de mareas, de tipo *Shallowing up* con estratificación cruzada de gran escala de bajo ángulo o planar, *ripples y wavy bedding*.

Su edad puede establecerse como Tremadoc-Arenigiense de acuerdo con su contexto estratigráfico y paleogeográfico. Es frecuente la aparición de Icnofauna de tipo *Skolithos* y *Daedalus*.

1.1.2. Cuarcitas (2). Cuarcita armoricana. Arenigiense

Sus principales afloramientos se sitúan en los cerros aislados, que rompiendo la monotonía de la llanura manchega, se sitúan en el cuadrante súroccidente.

cidental (Cabezas, El Algibe, La Dehesa, Turón), y en la margen izquierda de los Arroyos del Campo, al sur del vértice de la Posadilla, frente a las casas de Campomojado, donde aparecen los términos superiores de la Cuarcita armoricana.

Las laderas de los cerros cuarcíticos de la Llanura están cubiertas por potentes depósitos coluviales antiguos y estabilizados.

En la hoja de Ciudad Real (18-31) tiene un espesor de 200 a 300 m. Está constituida por cuarcitas blanquecinas y marrones estratificadas en capas de orden decimétrico y métrico.

Microscópicamente están formadas por cuarzo (80 %, y cemento silíceo (20 %), matriz caolinitica (0-5 %) y óxidos de hierro (0-5 %) con los granos interpenetrados por presión solución y con cuarzo en crecimientos secundarios.

La recristalización de la roca y los recubrimientos dificultan las observaciones sedimentológicas. Las cuarcitas armorianas de gran parte de la zona Centro-ibérica, presentan morfologías de barras, que, dado el contexto sedimentario, pueden interpretarse como barras litorales en sentido amplio, probablemente submareales.

Por el conocimiento regional y las características de la Icnofauna encontrada en otras zonas: *Cruziana*, *Skolithos* y *Dictyodora*, deben datarse como Arenigenses.

1.2. ROCAS VOLCANICAS

Las primeras referencias a la existencia de vulcanismo en Campos de Calatrava son de la primera mitad del siglo XIX y corresponden a MAESTRE (1836 y 1844) y EZQUERRA DEL BAYO (1844).

Sin embargo, no es hasta bastantes años después cuando estas rocas empiezan a estudiarse con más detenimiento: QUIROGA (1880), CALDERON (1883 y 1905) y GONZALEZ REGUERAL (1920), realizan los primeros estudios petrográficos y las correlacionan con el resto de las rocas volcánicas de la Península Ibérica.

Los estudios posteriores de E. HERNANDEZ PACHECO (1921 y 1927), los de F. FERNANDEZ PACHECO en las Hojas Geológicas 1:50.000 del IGME (1928 a 1935) en colaboración con ALVARADO, FERNANDEZ VALDES, MESSGUER, DE LA ROSA y TEMPLADO, y sobre todo la monografía de F. FERNANDEZ PACHECO (1932), dan ya una visión de conjunto de esta región volcánica, tanto de su distribución espacial como de sus características petrológicas y vulcanológicas, y de la edad de la actividad volcánica. BURRI

y PARGA PONDAL (1933), y PARGA PONDAL (1935), efectúan la caracterización geoquímica de las rocas.

No existen trabajos posteriores sobre la zona hasta los de MOLINA *et al.* (1972) y MOLINA (1974 y 1975) que aportan nuevos datos sobre las relaciones entre rocas volcánicas y sedimentarias y el de IBARROLA y BRANDLE (1974) sobre su mineralogía y químico.

En los últimos años la zona ha sido estudiada en detalle en diferentes trabajos: ANCOCHEA *et al.* (1979), ANCOCHEA y DEL MORO (1980), ANCOCHEA y BRANDLE (1981 y 1982), ANCOCHEA e IBARROLA (1982) y ANCOCHEA (1984), quedando sintetizados en el más genérico de ANCOCHEA (1983), donde se dan a conocer nuevos centros volcánicos, y se revisan los aspectos vulcanológicos, geocronológicos, geoquímicos y petrogenéticos.

Los afloramientos volcánicos en esta hoja son escasos, y corresponden a una zona marginal dentro de la Región Volcánica Central Española, su extremo nororiental.

1.2.1. Melilititas olivínicas (13). Plioceno superior-Pleistoceno inferior

Afloran en el volcán de Baños. Se encuentra situado en el borde occidental de la hoja, cortado por la carretera de Carrión de Calatrava a Fernancaballero y poco antes del cruce del río Guadiana. Se trata de una loma poco pronunciada constituida por rocas masivas esencialmente, en general alteradas, porfídicas con fenocristales visibles de olivino y piroxeno, y con numerosos enclaves muy transformados. Composicionalmente se trata de melilititas olivínicas.

1.2.2. Nefelinitas olivínicas (4). Plioceno superior-Pleistoceno inferior

F. HERNANDEZ PACHECO (1932) describe el volcán de Las Tiñas, el más característico de la hoja; está situado a unos 7 km. al este de Daimiel y ocupa la zona norte de la laguna de La Nava. Está constituido por dos cerros alineados en dirección NNE-SSO que se elevan 20-25 m. sobre la llanura. El cerro más septentrional está formado sobre todo por rocas escoriáceas y vacuolares y, más raramente, masivas. El del sur es de similar aspecto, pudiendo verse su constitución en detalle gracias a las canteras que lo explotan. Se trata de depósitos fragmentarios compuestos esencialmente por bloques

y bombas, a veces de gran tamaño, de aspecto vítreo y muy vacuolar, que forman acumulaciones caóticas o mal estratificadas y con niveles de lapilli muy escasos. En su parte suroeste, estos materiales se apoyan sobre, al menos, dos metros de tobas de lapilli y cineríticas, formadas por fragmentos de sideromelana y palagonita muy vesiculados.

Los depósitos del cerro más meridional, corresponden claramente a facies proximales de un edificio piroclástico estromboliano del que no se conserva su morfología original. Las tobas de lapilli y cineríticas del SO pueden corresponder, por su parte, a depósitos previos caídos en un medio acuoso. El cerro situado más al norte, sería otro centro de emisión, en relación seguramente con el anterior, y en el que es posible la existencia además de alguna pequeña colada. Composicionalmente los dos cerros están constituidos por nefelinitas olivínicas o limburgitas.

1.2.3. Depósitos hidromagmáticos (5). Pleistoceno inferior

Por último, al sur de Torralba de Calatrava, existe una pequeña zona de depósitos hidromagmáticos, correspondientes a la parte norte de uno de los anillos de tobas de los maares próximos al volcán de San Marcos (hoja 785: Almagro). No se encuentran depósitos *in situ* y sólo se ven campos cultivados en los que destacan esporádicamente fragmentos angulosos de cuarcitas paleozoicas y más raros de rocas volcánicas.

1.2.4. Edad del Vulcanismo

De acuerdo con las dataciones radiométricas efectuadas en centros volcánicos situados fuera de la hoja, ANCOCHEA (1983), BONADONNA y VILLA (1984), el vulcanismo de los Campos de Calatrava se desarrolla al menos en dos fases. La primera y menos importante tiene carácter ultrapotásico, ocupa el centro de la región volcánica y se data entre $-8,7 \pm 0,9$ y $-6,4 \pm 0,2$ millones de años. La segunda fase desarrolla un vulcanismo alcalino y ultraalcalino con emisión de basaltos olivínicos y basanitas en las zonas centrales y melilititas olivínicas y nefelinitas olivínicas, tanto en el centro, como en los bordes. La actividad principal se sitúa en los $-3,7 \pm 0,7$ y $-1,75 \pm 0,4$ millones de años. Los edificios mejor conservados son sincrónicos y posteriores al depósito de las unidades detritico-carbonatadas del Plioceno superior (Villafranquense inferior y medio basal), tal y como se deduce de las relaciones espaciales temporales entre ambos en las hojas de Ciudad Real y Almagro (18-31 y 19-

31). En estas hojas también se observa que la superficie de erosión del límite plio-pleistoceno está perforada y deformada numerosos edificios volcánicos.

Los materiales de los volcanes de Baños y de Las Tiñas, perforan las calizas pliocenas. Sus relaciones con la superficie de erosión plio-pelistocena son más dudosas, no pudiendo establecerse con precisión si la costra se encuentra perforada o se adosa a la morfología volcánica.

Por otra parte, los depósitos hidromagnéticos ubicados al sur de Torralba de Calatrava se sitúan sobre las costras asociadas a la citada superficie de erosión y su edad debe ser Pleistoceno inferior.

En resumen podemos indicar que el vulcanismo existente en la hoja de Daimiel tuvo lugar durante el Plioceno superior y Pleistoceno inferior.

1.3. PLIOCENO Y PLIOCUATERNARIO

Los primeros datos existentes acerca de las características de los materiales terciarios se deben a CORTAZAR (1880). Los trabajos posteriores de ALVARADO *et al.* (1931 y 1932) para la realización de las hojas geológicas de Piedrabuena y Ciudad Real, así como los estudios de H. PACHECO F. (1932) apenas se modifican las observaciones y conclusiones de CORTAZAR. Todos estos autores citan la existencia de arcillas más o menos margosas y arenas sobre las que yacen de 6 a 7 m. de calizas, siendo el espesor total de la secuencia terciaria del orden de 60-70 m.; MOLINA *et al.* (192) y MOLINA (1974 y 1975) centran sus estudios en las subcuencas de Alcolea de Calatrava y Corral de Calatrava, situadas al oeste de Daimiel (hoja 18-31: Ciudad Real). Citan la existencia de brechas de cuarcitas con cemento ferruginoso que reposan sobre el paleozoico en discordancia angular y erosiva. Estas brechas son de edad incierta probablemente pre-mioceno medio. Están fosilizadas por materiales que según estos autores son de edad Vallesiense a Ruscinense, en los que se pueden distinguir dos unidades litoestratigráficas: inferior y superior separadas por una discordancia angular. PEREZ GONZALEZ (1981) sintetiza los datos estratigráficos y paleontológicos existentes sobre los Campos de Calatrava.

En la llanura manchega occidental entre Daimiel, Villarta de San Juan y Manzanares, pueden citarse las hojas geológicas de la primera serie como las de Villarta de San Juan (MESEGUR, 1953), Manzanares (H. PACHECO, 1935), Daimiel (ALVARADO y H. PACHECO, 1934) y Almagro (FERNANDEZ y ALVARADO, 1934). Presentan mayor interés los datos aportados por la recopilación de sondeos de SANZ (1946), el trabajo de síntesis de subsuelo

del SGOP (1970) y el Proyecto de Investigación Hidrogeológica de la Cuenca Alta y Media del Guadiana, realizado por CGS-INTECSA (1975). BALMASEDA *et al.* (1976) realizan la cartografía MAGNA de la hoja 761 (Llanos del Caudillo) en la que diferencian los depósitos de «rañas» de las calizas lacustres que atribuyen al «Pontiense» s.l. NIÑEROLA *et al.* (1976) señalan que existe un surco relleno por sedimentos terciarios del Mioceno en el borde norte de la Llanura manchega occidental. Es sin duda el trabajo de PEREZ GONZALEZ (1981) el de mayor interés para el conocimiento de la estratigrafía, paleontología, evolución sedimentaria tectónica y morfología del Neógeno y Cuaternario de la Llanura manchega en general. En dicho trabajo se encuentran una recopilación y análisis bibliográficos exhaustivos, tanto de datos de superficie como de subsuelo de la que el autor extrae datos y conclusiones de valor. Esto unido al estudio estratigráfico y sedimentológico y a la elaboración de precisos mapas geológico-geomorfológicos realizados por PEREZ GONZALEZ (1981), lleva a una correcta interpretación de las características geológico-geomorfológicas y evolución de la Llanura manchega durante los tiempos neógenos y cuaternarios.

1.3.1. Arenas, fangos, arcillas y costras calcáreas (6). Plioceno superior (Villafranquense inferior y medio-basal)

Los afloramientos de estos materiales se sitúan fundamentalmente en el ángulo noroccidental de la hoja, en donde aparecen bajo las costras de la superficie S₁ de MOLINA (1975) muy recubiertos por derrubios de ladera.

Se trata de una alternancia de fangos arenolimosos pardo-rojizos y arenas normalmente finas a medias en capas decimétricas, sobre las que se desarrollan importantes procesos edáficos. Estos materiales cambian lateralmente a las calizas y margas de la unidad 7, a través de una banda en la que aparecen cristales de yeso englobados en los fangos.

Microscópicamente las arenas están formadas por granos subangulosos de cuarzo (25-40 %) y matriz clorítica (60-75 %), existiendo trazas de óxidos de hierro, feldespatos y fragmentos de cuarcita y pizarras. Los fangos contienen proporciones variables de arcilla en función de la acumulación de la misma en los horizontes texturales edáficos. La fracción menor de 20 micras está formada por illita (65 %), caolinita (25 %) y esmectitas (10 %).

La intensa edafización ha borrado las estructuras sedimentarias pero por la geometría de las capas puede deducirse que el mayor volumen de sedimentos tiene geometría *sheets* típicas de abanicos aluviales, observándose localmente incisión de canales.

En el perfil situado en el Pk 19,2 de la carretera de Malagón a Daimiel se observa que, normalmente, cada secuencia sedimentaria arena/arcilla se encuentra edafizada, presentando los paleosuelos perfiles A₂, Btg pardo rojizo y Cca. Son los encostramientos carbonatados los que prestan mayor carácter al afloramiento. El carbonato es alóctono; la edafización sólo lo redistribuye. Hay que resaltar que los encostramientos pueden afectar a más de una secuencia sedimentaria. El límite entre los diferentes encostramientos está bien definido, siempre que aparezca un horizonte A₂ que dificulta el proceso de carbonatación. Cuando este carbonato sobrepasa estos horizontes, sólo lo hace en forma columnar. Las últimas carbonataciones son discordantes sobre las secuencias infrayacentes que están suavemente onduladas.

Se trata pues de suelos rojos formados en un clima bastante semejante al actual.

La edad de la unidad se establece en base a la de las margas y calizas (7) a las que cambia lateralmente. Sin embargo, los materiales detriticos existentes en profundidad puestos de manifiesto por los sondeos, pueden ser más antiguos, aunque a efectos prácticos se han asimilado, en leyenda y columnas, a esta unidad cartográfica (ver 1.5. GEOFISICA Y SONDEOS).

1.3.2. Calizas y margas (7). Plioceno superior

Esta unidad cartográfica está ampliamente representada en toda la hoja en donde aparece siempre muy recubierta por costras calcáreas y materiales cuaternarios.

Sobre las calizas se desarrolla una intensa karstificación que da lugar a dolinas y uvalas que pueden llegar a tener dimensiones kilométricas por coalescencia. En sus fondos hay depósitos de arcillas de descalcificación y depósitos arcillosos grisáceos con sales debido a la existencia de zonas encharcadas antiguas relacionadas con la proximidad de los niveles freáticos. Se presentan suavemente onduladas y tienen un espesor aflorante medido sobre mapa, de 30-35 m. Los sondeos y la geofísica revelan espesores de hasta 100-110 m. de calizas y margas, que deben contener una paraconformidad, por lo que no todas serían asimilables a esta unidad cartográfica (ver 1.5. GEOFISICA Y SONDEOS).

El estudio de la unidad se ha realizado a base de observaciones puntuales. Se ha levantado una pequeña columna en la carretera de Manzanares a Villarrubia (Zuacorta).

Las calizas tienen tonos grises y cremas. Se estratifican en capas decimétricas y ocasionalmente métricas (1-2 m.), entre las que se intercalan delga-

dos niveles de margas blanquecinas y de limolitas calcáreas pardo-rojizas. En el sector suroccidental de la hoja predominan las margas sobre las calizas.

Microscópicamente son micritas con proporciones variables de limo de cuarzo, biomicritas y dismicritas, a veces recristalizadas, con Moluscos, Ostrácodos, Gasterópodos, Characeas y Algas cianofíceas y clorofíceas. Contienen proporciones variables de micrita (75-90 %), esparita (0-15 %), cuarzo (0-15 %), bioclastos (0-15 %) y fragmentos de cuarcitas (0-15 %). Las margas levigadas contienen Characeas, Gasterópodos y Ostrácodos: *Ilyocypris*, *Cyprideis* y *Candonia*.

En el corte de Zuacorta se observan secuencias decimétricas (a veces de 1-1,5 m.), formadas de muro a techo por limo-arcillas algo calcáreas rojas laminadas a las que siguen mareas calcáreas pardo-rojizas con nódulos carbonatados sobre las que se sitúan calizas nodulosas que pasan lateralmente a micritas con gasterópodos. Estas secuencias representan ciclos de expansión y retracción de playas carbonatadas en paso a ambientes lacustres más estabilizados, representados por las micritas con gasterópodos. Estas últimas dominan en la mitad sur de la hoja en donde el ambiente lagunar debió ser más permanente.

Estos niveles se correlacionan con los carbonatos y detriticos que en la hoja de Ciudad Real (18-31) contienen los yacimientos de las Higueruelas y Valverde de Calatrava II. El primero de ellos con *Anancus arvernensis* (CROI-ZET y JOBERT), *Hipparrison rocinantis* (H. PACHECO), *Cervus* cf. *cusanus* (CR. y JOB), *Cervus* cf. *perrieri* CR. y JOB y *Gazella borbonica* DEPERET data un Plioceno superior basal (Villafranquiente inferior). El segundo con *Equus* cf. *stenonis* COCCHI, Cervidae indet, Bovidae indet y Elephantidae indet, se sitúa en la base del Villafranquiente medio. En las calizas y margas de esta unidad en un pozo de los alrededores de Villarrubia de los Ojos (hoja 19-29), AGUIRRE (1971), cita fragmentos de Vertebrados y huesos de tarso de un Bóvido asimilable a *Leptodus* de edad Pliocena. La unidad cartográfica es correlacionable con las calizas de Minaya de PEREZ GONZALEZ (1981), presentes en toda la Llanura manchega, central y oriental.

1.3.3. Costras calcáreas (8 y 9). Plioceno superior y Plioceno superior-Pleistoceno inferior

MOLINA (1974, 1975) cita la existencia de dos superficies de erosión (S_1 y S_2) asociadas a encostramientos y costras calcáreas. Según este autor la primera de ellas, S_1 o superficie superior de la Llanura manchega, precede a la instalación de la Raña.

Esta unidad la hemos diferenciado en la cartografía con el número 8. Aflora exclusivamente en el cuadrante neroccidental en donde se observan encostramientos calizos pulverulentos, nodulares y columnares y costras laminationares y multiacintadas que biselan las suaves deformaciones de los materiales pliocenos detriticos de la unidad 6, lo cual confirma el carácter de superficie de erosión. Las costras laminationares son gruesas, espesas y están muy bien desarrolladas. Se desarrolla sobre las cotas de 630-640 m., a unos 30 m. sobre el nivel del Guadiana.

El material de las costras laminationares está formado por una repetición en la vertical de los siguientes niveles:

— Nivel inferior con clastos de cuarzo y alguna cuarcita, pápula, plasma rojo, de tamaño menor de 0,5 mm., empastadas en matriz micrítica con arcilla y materia orgánica; fundamentalmente filamentos de algas y hongos y masa indiferenciada.

— Nivel medio con mucha menor proporción de detriticos de tamaños menores o iguales a 0,2 mm., fuertes procesos de nodulización y formación de ooides (protooides), pedotúbulos y filamentos micritizados en su totalidad. Los ooides son ricos en arcilla parda. Puede haber, o no, una recristalización entre los nódulos y ooides, lo que lleva consigo una eliminación previa de la arcilla.

— Nivel superior: Formado de micrita y arcilla. La materia orgánica aparece en filamentos de tendencia horizontal formando «almohadillas» que se atribuyen a origen algal. A veces estos filamentos se adaptan a los ooides a los que rodean.

Estos tres niveles pueden repetirse en su totalidad o faltar alguno de ellos por erosión bajo el nivel inferior. Este puede erosionar a los anteriores. Se identifican superficies erosivas y procesos de colapso, los cuales son anteriores a la litificación del material.

Los niveles inferior y medio son de origen sedimentario, por el contrario el nivel superior no lo es, pues puede adaptarse a la topografía preexistente.

Durante y posterior a la litificación hay una fracturación en varias etapas que cortan a las estructuras heredadas y un relleno de las grietas por caliza espática de aspecto rediado en abanico que crece hacia arriba.

Se trata pues de una costra zonal, formada por repetición múltiple de ciclotemas sedimentario-edáficos de escala centimétrica. Las algas y los hongos han intervenido en la fijación y redistribución del material fino al final de cada ciclo de deposición. Hay litificación posterior y epigénesis de los clastos cuarcíticos por carbonato.

Son correlacionales con los depósitos de la Primera superficie poligénica

de la Cuenca del Tajo y con los Glacis con costra laminar bandeada (PEREZ GONZALEZ, 1981), cuya edad se sitúa en el Plioceno superior (Villafranquense medio), sobre los —2,5 millones de años.

La superficie fundamental de la llanura manchega o S_2 de MOLINA, se extiende desde la mitad meridional y cuadrante nororiental de la hoja de Ciudad Real, hacia las Llanuras de Daimiel, Manzanares, Llanos del Caudillo y Villarta de San Juan. Se trata de una superficie de erosión tapizada por costras laminares de diferente espesor y desarrollo, que hemos diferenciado en la cartografía con el número 9. Aparece fundamentalmente al sur del Guadiana, descendiendo de noroeste a suroeste, entre las cotas de 640 a 615 m., encajándose débilmente (10-15 m.) en la S_1 y situándose a 15-20 m. sobre el Guadiana.

El carácter de superficie de erosión se hace patente en el extremo suroriental de la hoja de Ciudad Real (18-31), en donde, pese a encontrarse ligeramente deformada, bisela diferentes términos de Plioceno superior.

En el campo suele observarse la existencia de un nivel superior de 30-60 cm., de costra laminar, en bandas, que ocasionalmente y sobre todo en los bordes de la superficie se resuelve en una costra laminar multiacintada, muy bien cristalizada. Este nivel superior reposa sobre encostramientos moderadamente cementados cuya potencia puede llegar a 1,2-1,5 m., en cuya base aparecen hasta 1 m. de nódulos columnares de material calizo más o menos pulverulentos o consistentes, que penetran los sedimentos pliocenos.

Suelen presentar perfiles A, (B), Cam, Ca y Cca o A, Cam y Cca.

Al microscopio las costras laminares de esta unidad, revelan, también, una alternancia de aporte finos (limo-arcilla) sobre los que se instalan una comunidad de algas de corta vida (días), que fijan el carbonato aún en condiciones de cierta pendiente. Estos materiales sufren posterior recristalización y aporte de cemento.

En relación con esta superficie de erosión, en la hoja 18-31 (Ciudad Real), se han reconocido restos de suelos rojos con un Bt bien desarrollado sobre encostramientos calizos que hacia abajo van resolviéndose en un conjunto de nódulos calizos columnares. Lateralmente el suelo rojo está erosionado y aparecen costras laminares sobre el encostramiento.

La posible evolución edáfica de estas superficies puede ser como sigue: lavado de carbonatos y rubefacción de arcillas, en la superficie de erosión o aplanamiento, con la consiguientes formación de un Bt rojo en superficie y un horizonte cárlico en profundidad por debajo del cual hay cierta reorganización formándose nódulos calizos columnares. El perfil idealizado podría ser A, Bt, Ca y Cca. Es preciso suponer la existencia de una cobertura vegetal densa de manera que el horizonte Ca no llegaba a secarse en la estación seca

o lo hacia de forma muy lenta y progresiva. Una desforestación y erosión del Bt determinaría que los horizontes Ca se sitúen próximos a la superficie del terreno, quedando sometidos a intensas y rápidas situaciones de humedecimiento y sequía que favorecerían el desarrollo de encostramiento y costras laminares, por lo que las costras calizas continúan formándose actualmente.

La posición geomorfológica de esta superficie de erosión entre la raña y en encajamiento fluvial nos lleva a considerarla como de edad Plioceno superior-Pleistoceno inferior.

1.4. CUATERNARIO Y FORMACIONES SUPERFICIALES

Los trabajos de mayor interés sobre el Plio-pleistoceno y Cuaternario de la región en que se sitúa la hoja de Ciudad Real son los de MOLINA (1974, 1975) y PEREZ GONZALEZ (1981). El primero describe un amplio sector de los Campos de Calatrava y llanura manchega occidental, estableciendo la secuencia de las terrazas fluviales del Jabalón y Guadiana, así como la naturaleza y el grado de evolución edáfica de los suelos rojos presentes en la zona.

PEREZ GONZALEZ (1981) centra fundamentalmente sus trabajos en la llanura manchega, depresión de Castilla la Nueva (La Alcarria, Mesa de Colmenar, Mesa de Ocaña), plataforma externa de los montes de Toledo, Valle del Tajo y plataforma morfoestructural del Campo de Montiel. Estudia y correlaciona las diversas superficies, glacis, terrazas, sistemas de abanicos aluviales y manto eólico, llegando a una precisa clasificación morfogenética del relieve cuaternario.

1.4.1. **Costras clacáreas. Arenas, limos y cantos poligénicos (10 y 11).**

Limos y arcillas con arenas y cantos poligénicos (14).

Terrazas. Pleistoceno inferior y medio. Pleistoceno superior

En relación con el valle del río Guadiana y con los de los afluentes de su margen derecha se ha reconocido la existencia de una serie de replanos, mal conservados, normalmente cubiertos por costras calcáreas irregulares o por arenas y limo arcillas pardas con cantos dispersos de cuarcita y/o caliza. Se sitúan a +1 —2 m., +6 —9 m., y +13 — 14 m. sobre el nivel del río.

Las costras tapizan los dos niveles más altos y contienen fragmentos de cuarzo, cuarcitas (procedentes de los afluentes que drenan zonas paleozóicas), calizas y areniscas ferruginosas, flotando en una masa micrítica con un reducido contenido en arcilla roja. Se observa un posterior proceso de nodu-

lización y de origen edáfico con formación de pedotúbulos y alguna iluviación de arcilla. Hay brechificación y recristalización y desarrollo de cavidades con depósito de cemento esparítico y relleno estalagmítico.

Estos replanos y los depósitos asociados se interpretan geomorfológicamente como terrazas en las que el proceso de aluvionamiento ha sido escaso o nulo, debido a la escasa carga que transporta el río, y a su naturaleza dominante limosa.

Los materiales más bajos a +1 —2 m. no están enconstrados. Son correlacionables con los depósitos de la llanura aluvial de San Juan en los que se ha encontrado industria lítica Musteriense (Pleistoceno superior) (PEREZ GONZALEZ, 1981). Los niveles más altos se datan tentativamente como Pleistoceno medio-superior y Pleistoceno inferior-medio.

1.4.2. Gravas y cantos poligénicos de cuarcita y cuarzo, arenas y limos (12).

Abanicos aluviales Pleistoceno medio-superior

Afloran exclusivamente en el extremo noroccidental de la hoja. Constituyen la terminación meridional de un complejo sistema de abanicos aluviales muy planos que proceden de los relieves paleozoicos situados al norte de Malagón.

No existen cortes naturales, observándose en superficie un extenso canturral con predominio de los clastos cuarcíticos que pueden alcanzar hasta 15 cm. de tamaño máximo, con morfoscopía subredondeada.

En la vecina hoja de Villarta de San Juan (20-29) existen algunas canteras de áridos que extraen materiales de abanicos con posición geomorfológica semejante a los que nos ocupan.

En dicha zona presentan perfiles edáficos complejos que corresponden a varias fases de formación: A₁, A₂, B (5YR), Bc, IIB (2, 5YR), IIBg o A, B (2, 5YR), Bg. Su edad se establece como Pleistoceno medio o superior, debido a su relación con las terrazas y grado de evolución de los suelos, siendo en la hoja de Daimiel algo más modernos que en la de Villarta de San Juan.

1.4.3. Gravas y cantos poligénicos de cuarcitas, cuarzo y pizarra, arenas, arcillas arenosas. Carbonatos (13).

Pleistoceno inferior-Holoceno. Coluviones

Se sitúan exclusivamente al pie de los relieves paleozoicos existentes en la zona. No aparecen cortes naturales, pero en las hojas de Ciudad Real (18-31)

y Almagro (19-31) se han efectuado algunos perfiles en estos materiales cuyos datos extrapolamos a la hoja de Daimiel.

Un hecho común en estos depósitos coluviales, es que presentan un horizonte superior de potencia decimétrica y excepcionalmente métrica (normalmente 30-40 cm.), de cantes angulosos cuya proporción disminuye hacia la base de las pendientes. Por debajo aparece un horizonte textural rojo sin apenas cantes, de potencias variables entre unos pocos decímetros y un metro, bajo el que yace un encostramiento u horizonte cárlico columnar o nodular, siempre presente entre el Bt y la roca. Presentan perfiles de tipo AB, Bt, Bca o A, Bt, Cam.

Es preciso tener en cuenta que ha habido al menos dos fases de formación de suelo rojos en la región tal y como indican MONTURIOL *et al.* (1970) y MOLINA (1974-1975), que dan lugar a secuencias complejas en los materiales coluviales como sucede en la colindante hoja de Almagro.

Por el grado de rubefacción y las características de los cutanes los suelos más antiguos que se desarrollan bajo los materiales coluviales y depósitos de glacis son correlacionables con los suelos existentes en las terrazas del Pleistoceno inferior del río Jabalón. Los horizontes pedregosos más superficiales son recientes, incluso Holoceno.

1.4.4. Limos y arcillas con cantes poligénicos. Carbonatos (15).

Llanura aluvial del Azuer. Gravas y cantes poligénicos de cuarcita

y cuarzo, arenas y limos (16). Fondos de Valle.

Pleistoceno superior y Holoceno

Se han diferenciado en la cartografía los depósitos aluviales de los ríos y arroyos afluentes del Guadiana, en función de su litología y grado de evolución edáfica.

Los depósitos de la llanura aluvial del Azuer (15), están constituidos por limo-arcillas carbonatadas, a veces arenosas, de tonos rojo-violáceos, que contienen en la base hiladas de gravas de cuarcita y caliza de 2 a 4 cm. de diámetro. En la base aparecen horizontes carbonatados con estructura columnar. Presentan perfiles de suelos del tipo A, (B), (B)_{ca} y Ca. Sus materiales provienen de los depósitos triásicos de la zona de Manzanares (hoja 20-31) y de productos de decalcificación de las series calcáreas pliocenas por lo que tienen un elevado contenido en arcillas. Se desarrollan suelos rojos que posteriormente se calcifican debido a la existencia de un nivel freático próximo, rico en carbonatos disueltos. Los valores de HUE (según la tabla de colores de la Sociedad Geológica Americana), son del orden de 2, 5YR, debido a que

se trata de materiales subefactados previamente que han sufrido resedimentación y posterior edafización.

Los arroyos que drenan los abanicos aluviales (12) descritos en el apartado 1.4.2 depositan cargas fundamentalmente constituidas por clastos cuarcíticos y de cuarzo, arenas y limos, y se han diferenciado en la cartografía con el número 16. Sobre ellos se dan suelos pardo-rojizos con horizontes A bien desarrollados y Bt de colores 5YR.

Por el grado de evolución de los suelos y por encontrarse elevados 1-2 m., por encima de los niveles en que se dan los depósitos de playas secas y húmedas (18 y 19) que se describirán posteriormente se datan como Pleistoceno superior-Holoceno.

También se han señalado en la cartografía los depósitos de relleno de los fondos de valle de los arroyos que drenan la llanura manchega en la margen izquierda del Guadiana (17). Están formados por limos y arcillas carbonatadas grises y pardo-grisáceas con cantos de calizas pliocenas y costras calcáreas. Localmente dan lugar a extensas llanuras aluviales encajadas unos pocos metros en las costras pliocuaternarias (9), como ocurre en los alrededores de Torralba de Calatrava. En otras ocasiones la cartografía de estos depósitos termina bruscamente en formas kársticas (sumideros) o en zonas endorreicas. Se datan tentativamente como holocenos.

1.4.5. Limos y arcillas con materia orgánica, arenas y cantos poligénicos.

Turba (18). Playas húmedas y turberas. Limos y arcillas

con materia orgánica, arenas, cantos poligénicos. Sales (19).

Playas secas. Holoceno

Como consecuencia de la escasa profundidad de los cauces excavados por el río Guadiana, se originaron en tiempos pasados pero recientes, frecuentes desbordamientos que anegaron amplias zonas con aguas cargadas en limo-arcilla, sulfatos, calcio y en menor proporción magnesio y cloro. Esto unido a la proximidad de los niveles freáticos a los fondos aluviales del Guadiana ha provocado la aparición de extensas zonas permanentemente encharcadas o «playas húmedas» en las que se han desarrollado importantes acumulaciones de turba. Las zonas más elevadas sufrieron desecación en épocas de estío con acumulación de evaporitas.

La diferenciación entre playas secas y playas húmedas-turberas, se ha basado en criterios fotogeológicos a partir de las fotografías aéreas de 1957 (vuelo americano), por lo que no deben coincidir con sus límites actuales, dado el importante descenso de los niveles piezométricos en los últimos treinta

años. Esto ha conducido a la desecación casi total de las Tablas de Daimiel y a la salinización de sus suelos, reduciéndose notablemente la extensión de las playas húmedas y turberas en favor de las playas secas salitrosas. Sobre las zonas de turbera se dan suelos con perfil O_2 , O_1 , $O_1 - O_2$, O_{12} y $(O_1 - O_2)_2$. Con gran número de tallos herbáceos huecos y restos de conchas de gasterópodos. En las playas secas se dan suelos salinos de tipo *solonchack*.

Las turberas formadas por la existencia permanente de un nivel freático en superficie, se degradan por el descenso del mismo, mineralizándose la materia orgánica de forma paulatina. Otra causa de la destrucción de las turberas de forma rápida son los fuegos muy difíciles de extinguir en estos materiales casi exclusivamente orgánicos.

Estos materiales se datan como holocenos.

1.4.6. Limos y arcillas orgánicas. Sales (20). Fondos endorreicos.

Limo-arcillas arenosas con cantos (21).

Depósitos en superficie de los fondos de dolina. Holoceno

La intensa karstificación a que se ha visto sometida la zona desde el Plioceno superior ha dado lugar a extensas depresiones originadas por la coalescencia de formas de absorción (dolinas, uvalas, etc.). Los fondos de dichas dolinas se han situado durante el Cuaternario muy próximas a los niveles freáticos contenidos en las calizas del Plioceno superior, dando lugar a zonas encharcadas con desarrollo de vegetación herbácea y formación incipiente de turberas. Los descensos estacionales de los niveles piezométricos y la consiguiente desecación de las charcas durante el Holoceno provocan la acumulación de sulfatos y cloruros.

Actualmente se encuentran totalmente desecados, debido a la sobre-explotación de los acuíferos y utilizadas agrícolamente para cultivos de regadío (maíz, remolacha). Originalmente debieron presentar suelos salinos de tipo *solonchack*, hoy en día erosionados por la acción antrópica agraria. La fracción arcillosa está formada por illita (90 %), caolinita (10 %) e indicios de palygorskita.

También existen numerosos fondos de dolina, uvalas que han estado situados casi siempre por encima del nivel piezométrico. Presentan un relleno a base de limo arcillas rojizas con arena y clastos calcáreos. La arena debe ser de origen eólico.

Es preciso indicar que ha habido varias fases de karstificación, intensas fases de alteración *in situ* de las calizas por encharcamiento freático y épocas de formación de encostramientos y costras por descenso estacionales de los

niveles acuíferos, como lo revelan las observaciones realizadas en una zanja abierta en plena carretera de Daimiel a Villarrubia de los Ojos (km. 2). El perfil se sitúa en los bordes de una gran uvala. De techo a muro es:

- Suelo rojo calcificado sobre el que se ha desarrollado un horizonte A oscuro de 40 cm. y un horizonte cárlico pulverulento (40-100 cm.).
- Costra zonal acintada y bien cristalizada (100-130 cm.), sobre encrostramiento calizo 7, 5YR (130-230 cm.).
- Arcillas pardas (7, 5YR) calcificadas, con dendritas de manganeso y calizas alteradas que dan masas blancuzcas de carbonatos farináceos. De las calizas se conservan fragmentos redondos o lobulados (230-500 cm.).

Podría pensarse que las calizas originales sufrieron una karstificación dando origen a *terra rossa*. Posteriormente, con removilización o no de los productos del karst, hubo una fase de encharcamiento freático (dendritas de manganeso) produciendo alteración de las calizas sin eliminación del carbonato fuera del perfil. Posteriormente se formó un suelo rojo con acumulación de carbonatos en profundidad que se calcificó posteriormente.

Tanto los depósitos de zonas endorreicas, como los de los fondos de dolina, se consideran holocenos, al menos en superficie.

1.4.7. Arenas bien clasificadas (22). Dunas y manto eólico. Holoceno

En el extremo norte de la hoja y entre los ríos Guadiana y Cigüela aparecen arenas de origen eólico. La acumulación más importante está conformada por dos cordones dunares de 7,5 y 4,5 km. de largo, con anchuras de 300 a 500 m. unidos en frente oriental. Esta disposición se asemeja a una forma de gigantesca duna parabólica orientada este-oeste. Localmente a orillas del Cigüela aparecen pequeñas dunas ovoides de dimensiones hectométricas. Los vientos dominantes que las han originado provienen del este y suroeste.

Las arenas son finas a medias con contenidos en limo-arcilla inferiores al 1 %. Los niveles superficiales están formados por cuarzo (70-85 %), feldespato potásico (10 %), fragmentos de cuarcitas (10 %) y fragmentos de calizas (25 %). La fracción pesada está constituida por turmalina (44-68 %), circón (8-17 %), granate (1-7 %), estaurolita (17-23 %), rutilo, anatasa, distena, andalucita, piroxenos y anfíboles.

PEREZ GONZALEZ (1981) señala una procedencia para estas arenas de la llanuras aluviales con cantos cuarcíticos y arenas que se sitúan al pie de los relieves de las estribaciones meridionales de los Montes de Toledo.

En nuestra zona las acumulaciones eólicas llegan a tapizar los fondos de

las formas kársticas. Presentan un cierto grado de evolución edáfica, observándose la existencia de suelos pardo-rojizos (5YR-7, 5YR) que PEREZ GONZALEZ *et al.* (1983) interpretan en la llanura aluvial de San Juan como restos de antiguos suelos rojos que cubrían la región y han sido degradados. Estos autores indican que la edad de los campos de dunas del sector de San Juan es posterior al aluvionamiento que contiene industria musteriana, por lo que el inicio de la construcción dunar debe situarse en el Pleistoceno superior alto y se ha desarrollado en varias fases. En la hoja de Daimiel la posición geomorfológica y la gran evolución de los suelos parecen indicar una edad holocena.

1.5. GEOFISICA Y SONDEOS

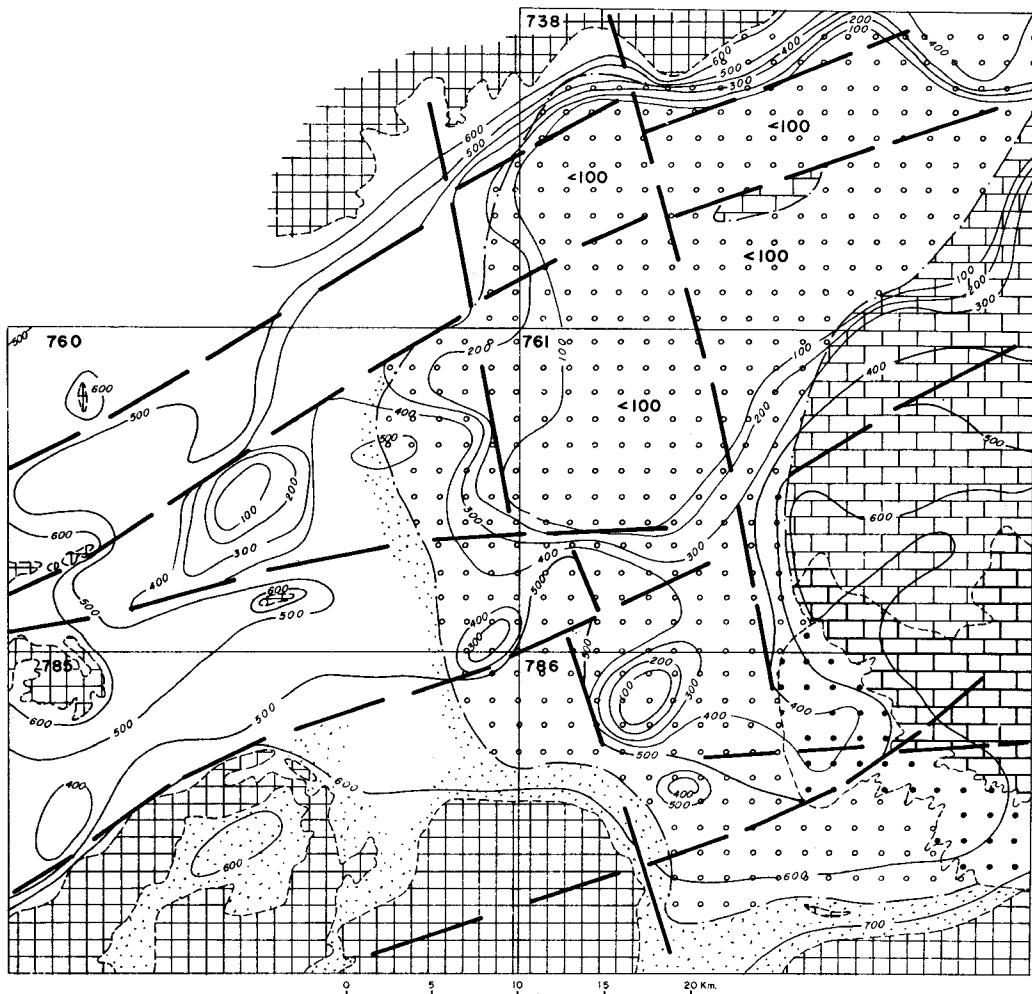
En el mapa geológico se ha incluido información de subsuelo a escala 1 : 250.000, basada en los datos geofísicos de ANTON (1975) y de sondeos de CGS-INTECSA (1975), reformados en base a la información suministrada por los sondeos más modernos.

En el mapa de isobatas del techo del Paleozoico se observa la presencia de Triásico sobre el zócalo hercínico en el cuarto occidental de la hoja. Aparecen depocentros muy marcados con espesores de sedimentos neógenos del orden de 400—500 m., probablemente controlados por fracturas del zócalo de direcciones NE-SO, E-O y NNO-SSE.

En el mapa de isobatas del muro de la formación carbonatada pliocena revela la existencia de áreas con espesores de calizas y margas de hasta 100-120 m., en contraste con zonas en las que no se llega a los 10 m. de espesor o no existen carbonatos. Sin duda estas variaciones están en relación con cambios laterales a facies terrígenas y con las suaves ondulaciones que presentan las series. Es sugestivo relacionar estas variaciones de espesor con alineaciones estructurales que coinciden en gran parte con las fallas de zócalo (NE-SO, E-O, N-S y NNO-SSE).

Los sondeos indican la existencia de facies arcilloso evaporíticas con yesos, facies dominanteamente arcillosas con arenas y facies arenoso conglomeráticas, que se han señalado en los cortes geológicos.

Como se ha indicado en los apartados 1.3.1 y 1.3.2 (Plioceno superior), la edad de las formaciones carbonatadas y terrígenas no aflorantes puede ser más antigua que la de los materiales vistos en superficie. La aparición de fuertes espesores de detriticos y carbonatos contrastan con la débil potencia que suelen presentar los materiales del Plioceno superior en toda la llanura manchega. La existencia de dos ciclos sedimentarios detriticos/carbonatados, en cambio lateral, de edades Plioceno inferior y Plioceno superior



ISOBATAS DEL TECHO DEL ZOCALO PALEOZOICO

JURASICO Y CRETACICO



Afloramientos

● ● Cubierto por materiales neógenos

— 600 — Isobatas referidas al nivel del mar

TRIASICO



Afloramientos

○ ○ Cubierto por materiales neógenos

— - - - Límite entre afloramientos

PALEOZOICO



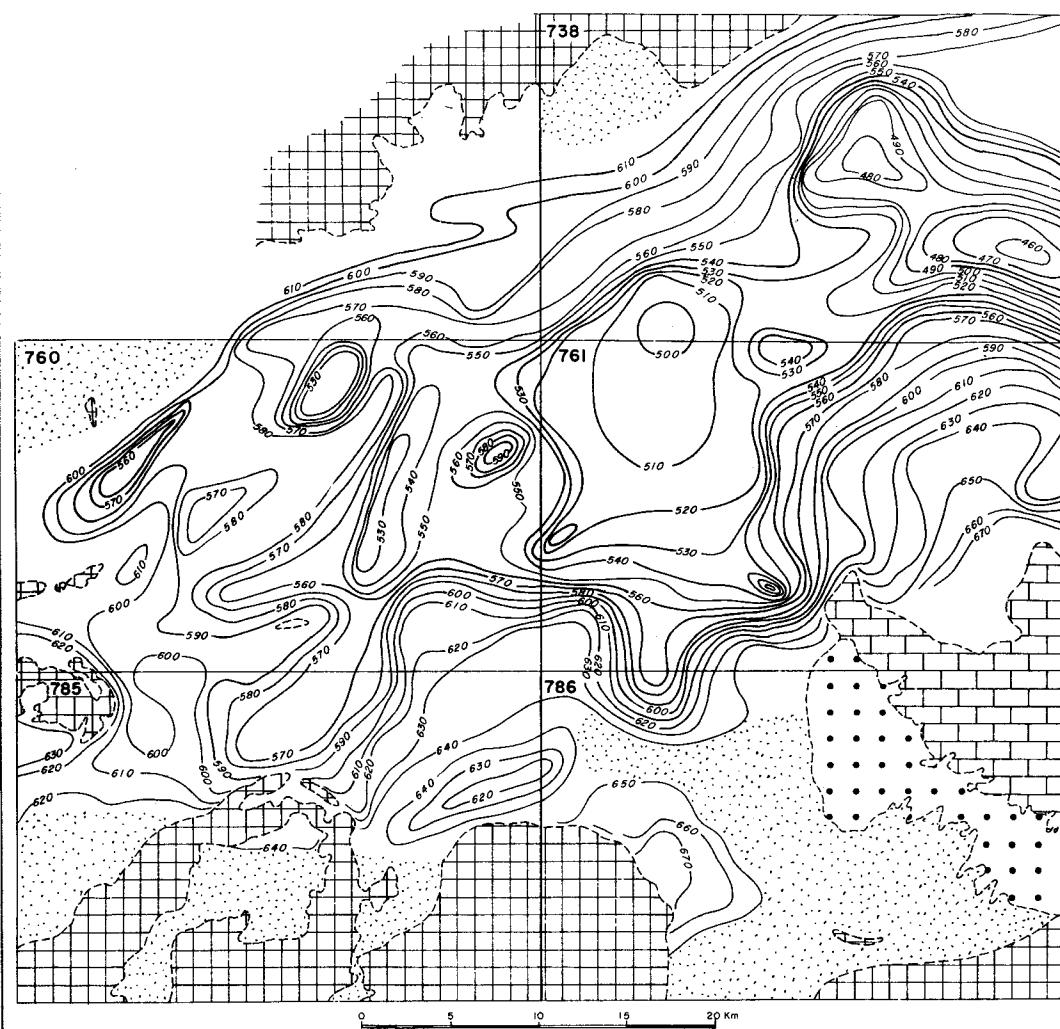
Afloramientos

■ ■ Cubierto por materiales neógenos

— — — — Fallas del zócalo

760

Número de hoja topográfica



ISOBATAS DEL MURO DE LA FORMACION CARBONATADA PLIOCENA



Jurásico y Cretácico

— 590 — Isobatas referidas al nivel del mar



Triásico

— — — — Límite entre afloramientos



Paleozoico

760

Número de hoja topográfica



Áreas sin sedimentos carbonatados pliocenos

en la hoja de Ciudad Real, indica que la sedimentación de algunos puntos de la Mancha y Campos de Calatrava (Ciudad Real, Daimiel, Villarta de San Juan), puede haber comenzado durante los mismos tiempos en que se abrieron las cuencas mayores de la Mancha oriental (cuenca del Júcar), es decir, durante el Mioceno más superior y Plioceno inferior (ver 2. TECTONICA). Esto obligaría a interpretar una paraconformidad interna dentro de las calizas y margas de la unidad 7. De cualquier forma, y a falta de argumentos paleontológicos, conservamos la notación correspondiente a una edad Plioceno superior en la leyenda, columnas y corte del mapa, ya que con la información geofísica y de sondeos de que disponemos no puede detectarse la citada paraconformidad ni la existencia de dos ciclos sedimentarios.

A continuación describimos las columnas de los sondeos que tienen una mejor testificación:

SONDEO 1006

- 0 — 5 m. Recubrimiento arcilloso y caliza travertino blanca.
- 5 — 30 m. Arcillas rojas con niveles calcáreos y arenosos intercalados.
- 30 — 45 m. Arcillas rojas y pardas con alguna pequeña intercalación calárea.
- 45 — 69 m. Arcillas rojizas, arenosas hacia la base, con píldoras de cuarzo intercaladas.
- 69 — 86 m. Arenas rojas de grano fino con niveles intercalados de arcilla.
- 86 — 90 m. Cuarcitas (Paleozoico).

SONDEO 1020

- 1 — 8 m. Alternancia de margas y calizas blanquecinas.
- 8 — 19 m. Margas calcáreas blanquecinas.
- 19 — 23 m. Margas calcáreas con intercalaciones de calizas margosas.
- 23 — 29 m. Calizas y calizas margosas con niveles intercalados de margas.
- 29 — 38 m. Margas blancas con intercalaciones de margocalizas.
- 38 — 51 m. Alternancia de margas y calizas margocalizas.
- 51 — 68 m. Margas y arcillas yesíferas.
- 68 — 71 m. Arcillas y limosas.
- 71 — 75 m. Gravas y arenas cuarcíticas.
- 75 — 90 m. Arcillas y limos grises con pequeños niveles arenosos intercalados.
- 90 — 108 m. Cantos y gravas de cuarcita con matriz arcillosa

SONDEO 2019

0 — 0,6 m. Tierra de labor.
0,6 — 2,7 m. Calizas blancas.
2,7 — 5,7 m. Margas calcáreas blancas.
5,7 — 14,1 m. Calizas blancas y beiges.
14,1 — 23 m. Calizas arenosas.
23 — 28 m. Margas calcáreas blancas.
28 — 32 m. Calizas micríticas.
32 — 46,7 m. Yesos blancos con niveles arcillosos.
46,7 — 64 m. Alternancia de yesos con arcillas pardas y cremas.
64 — 78 m. Arcillas rojas.
78 — 82 m. Arenas de grano fino.

SONDEO 3037

0 — 15,2 m. Alternancia de calizas microcristalinas y margas.
15,2 — 43,5 m. Calizas microcristalinas y dismícríticas con escasos y delgados niveles de margas intercalados.
43,5 — 67,5 m. Calizas microcristalinas y dismícríticas de colores ocre.
67,5 — 85,3 m. Calizas dismícríticas y microcristalinas con restos de gasterópodos.
85,3 — 89,5 m. Margas arenosas con nódulos calcáreos.

SONDEO 8014

0 — 16 m. Arcillas.
16 — 25 m. Margas.
25 — 35 m. Arcillas.
35 — 49 m. Calizas margosas.
49 — 53 m. Margas.
53 — 70 m. Calizas margosas.
70 — 143 m. Margas.
143 — 150 m. Calizas.
150 — 156 m. Margas yesíferas.
156 — 160 m. Calizas.
160 — 168 m. Margas.
168 — 169 m. Pizarras del Paleozoico.

SONDEO 8015

0	—	12	m.	Calizas.
12	—	16,5	m.	Arcillas.
16,5	—	87	m.	Calizas.
87	—	95	m.	Arcillas.
95	—	97	m.	Calizas.
97	—	99	m.	Arcillas.
99	—	109	m.	Calizas.
109	—	132	m.	Arcillas.
132	—	134	m.	Calizas.
134	—	167	m.	Arcillas.
167	—	170	m.	Calizas.
170	—	211	m.	Arcillas.

2. TECTONICA

2.1. TECTONICA HERCINICA

Los materiales paleozoicos han sido deformados por la estructuración hercínica sin producir en ellos metamorfismo.

Regionalmente se observa la existencia de una discordancia angular entre los materiales ordovícicos y anteriores, que es atribuida (BOUYX, 1970) a los movimientos sárdicos.

Las zonas colindantes a la hoja, del Campo de Calatrava, presentan una macroestructura semejante a la existente en el sector norte de los Montes de Toledo. VEGAS Y ROIZ (1979), tomando como nivel de referencia la Cuarcita Americana establecen dicha macroestructura diferenciando una serie de amplios domos y algunas cubetas de dimensiones kilométricas, así como largos y estrechos sinclinales. JULIVERT *et al.* (1983) indican que más que una típica estructura en cartón de huevos parece tratarse de una serie de amplios domos separados por zonas sinclinales más o menos complejas.

Las principales macroestructuras hercínicas de la hoja están casi totalmente cubiertas por depósitos pliocenos y son el *Domo de Ciudad Real* y el *Sinclinal de Porzuna* al norte.

Según JULIVERT *et al.* (1983) la existencia de domos y cubetas en la zona nos habla de figuras de interferencia que se aproximan al modelo de cartón de huevos. Puede indicarse que esta zona se ha visto sometida a compresión

según varias direcciones sin que por el momento se pueda afirmar si corresponden a una o varias fases de deformación.

2.2. TECTONICA ALPINA Y POSTALPINA

En la región no existe registro sedimentario finicretácico y paleógeno-mioceno inferior que permite reconstruir la sucesión de eventos tectónicos alpinos. En la llanura manchega oriental y borde sur de la Sierra de Altomira se admite la existencia de varias fases tectónicas: intraeocena superior, finioligocena, miocena inferior, intravallesiense o del Mioceno superior y plioceñas.

Entre ellas las que tienen mayor repercusión en la creación de estructuras son las finioligocena y miocena inferior (Castellana y Neocastellana). En el Campo de Montiel y Prebético externo, también a falta de registro sedimentario paleógeno se detectan fases tectónicas en el Mioceno inferior y en el superior.

No podemos precisar cuál o cuáles fases son las responsables de la estructuración de los materiales triásicos y mesozoicos existentes en el Campo de Montiel (hoja 20-31: Manzanares), pero por lo anteriormente expuesto podemos indicar que el plegamiento debió producirse en el Oligoceno superior y/o Mioceno inferior. Aparecen suaves pliegues cuyos flancos están inclinados menos de 20° y cuyas direcciones son E-O y N 110°-120°. Algunas fracturas más recientes E-O y NE-SO afectan a estos materiales.

La deformación neógena parece derivarse de la reactivación de antiguas fracturas del zócalo en las que tengan un importante papel las direcciones submeridianas otras transversas que van de E-O a NE-SO (PEREZ GONZALEZ, 1981). El Neógeno superior está caracterizado por los procesos distensivos que comenzaron en el Mioceno superior, posteriores a la fase de comprensión bética (Serravaliense superior-Tortoniense basal). PEREZ GONZALEZ (oo.cc) aboga por dos etapas distensivas fundamentales. La antigua sería responsable de la apertura de las cuencas del Júcar y Cabriel y de las cuencas o depocentros de Villarta, Daimiel y Ciudad Real, llenas por depósitos de edad Mioceno terminal?-Plioceno inferior. La segunda amplía la cuenca de sedimentación a toda la llanura manchega, teniendo lugar en el límite Plioceno inferior-superior (Fase Iberomanchega 1). Nuevos reajustes tectónicos de menor intensidad preceden a la instalación de la Raña (Iberomanchega 2) y son los responsables de la ondulación que presentan las series del Plioceno superior y de la suave discordancia existente entre estos materiales y la superficie con costra S_1 .

MOLINA (1975), basándose en las discordancias angulares observables en la hoja de Ciudad Real (18-31) entre los materiales «vulcanosedimentarios» y los materiales calcáreos infrayacentes al yacimiento de las Higueruelas y en la deformación que a su vez presentan, establece la existencia de dos fases tectónicas asociadas a épocas de mayor actividad volcánica, que sitúa en el Mioceno superior y Plioceno medio.

Sin embargo se dan los siguientes hechos:

- Existe actividad volcánica más o menos discontinua, desde el Mioceno superior hasta Pleistoceno medio, de acuerdo con las dataciones radiométricas existentes. La fase volcánica principal se sitúa en el Plioceno medio y superior, posterior al mayor volumen de sedimentación.
- Existen intercalaciones de depósitos de origen hidromagmático en varios niveles de las series pliocenas.
- Las «discordancias» sólo son observables entre depósitos hidromagmáticos (no «vulcanosedimentarios») y depósitos pliocenos.
- Cuando en la sucesión pliocena no existen depósitos hidromagmáticos la concordancia es total.
- Los materiales pliocenos se encuentran irregularmente deformados según zonas.
- En las áreas donde no hay intercalaciones hidromagmáticas, ni centros volcánicos próximos, no hay deformación (Corral de Calatrava).
- Las deformaciones de los sedimentos son a base de domos y cubetas, sin que se observen direcciones preferentes.

En nuestra opinión dichas deformaciones y discordancias están relacionadas con la actividad volcánica: abombamientos y colapso de calderas, correlativos y subsiguientes a las erupciones. Resulta evidente que estos procesos han afectado también a sedimentos recientes, deformando las costras calcáreas plio-pleistocenas.

Poco se puede indicar acerca de las etapas tectónicas recientes: prerraña y presuperficies de la Mancha. Probablemente se trate de etapas distensivas con pequeñas desnivelaciones entre la cuenca manchega y los marcos montuosos que la circundan.

3. GEOMORFOLOGIA

Siguiendo el pliego de condiciones técnicas del proyecto se ha elaborado un mapa geomorfológico de características generales a escala de 1: 50.000

del que se adjunta, en esta memoria, una reducción a escala aproximada de 1:100.000.

Desde el punto de vista geomorfológico la hoja se sitúa en un área de características propias que se conoce bajo el nombre de *Llanura o Corredor manchego*. Esta unidad geomorfológica se sitúa entre unidades morfoestructurales diferentes: *Los Montes de Toledo y Campo de Calatrava*, al norte y oeste, y *Sierra Morena oriental*, al sur.

Los Montes de Toledo presentan un relieve desarrollado sobre los materiales paleozoicos del Macizo Hespérico principalmente. Para PEREZ GONZALEZ (1981), la *llanura manchega* se extiende de este a oeste desde el Valle del río Júcar hasta casi Ciudad Real (frontera con los *Campos de Calatrava*), teniendo como bordes norte y sur relieves más o menos accidentados como los *Montes de Toledo*, *Campo de Montiel*, *Sierra Morena* y *Sierra de Altomira*. El límite entre los *Campos de Calatrava* y la *llanura manchega* resulta difícil de establecer, pero podría fijarse en la línea que une los afloramientos volcánicos más orientales en las hojas de Almagro y Daimiel (19-31 y 19-30), existiendo una *zona de transición* entre ambas unidades morfoestructurales.

Los *Campos de Calatrava* se caracterizan por una topografía relativamente quebrada condicionada por la existencia de relieves paleozoicos importantes, relieves de origen volcánico, red fluvial encajada con desarrollo de terrazas y escaso desarrollo de las superficies o planos de erosión o erosión/depósito.

En la *Llanura manchega* dominan las extensas planicies relacionadas con superficies de erosión situadas a diferentes alturas pero próximas entre sí. La red hidrográfica está poco encajada, presenta cauces indefinidos con amplias zonas de encharcamiento, nulo o escaso desarrollo de terrazas y régimen semipermeable o estacional (PEREZ GONZALEZ, 1981).

La *zona de transición* participa de características intermedias. Amplio desarrollo de los replanos o superficies de erosión, relieves paleozoicos escasos a modo de «isleos» y relieves de origen volcánico rompiendo la monotonía de la llanura. Esta *zona de transición* ocupa gran parte de la mitad oeste de la llanura manchega occidental de PEREZ GONZALEZ (1981).

La hoja de Daimiel se enclava en la *llanura manchega*. Sólo el sector suroccidental participa de las características de la *zona de transición*.

El relieve es esencialmente llano o suavemente alomado. Las máximas alturas se dan sobre los relieves paleozoicos: vértices de Turón (654 m.) y Las Cabezas (658 m.). La altitud media de la llanura oscila entre 620 y 640 m., descendiendo suavemente de ENE a OSO. Los mínimos hipsométricos se dan en el cauce del Guadiana con 605 m. en el extremo occidental. Este río presenta las características propias de la red de la llanura manchega. Discurre

con una pendiente media inferior al 0,3 por 1.000 y tiene un régimen *semipermanente*.

Los afloramientos paleozoicos se elevan 30-35 m. sobre la llanura, constituyendo *relieves residuales* antiguos muy regularizados, en los que eventualmente puede destacarse algún *resalte estructural en cuarcitas*. Las laderas de estos cerros están tapizadas por *coluviones* que dan lugar a formas de perfil longitudinal cóncavo y transversal suavemente alomado. Estas vertientes se encuentran muy estabilizadas como se deduce de la antigüedad de los suelos rojos que soportan.

Sobre los materiales calcáreos pliocenos que rellenan la cuenca manchega se instalan *arroyos de cauces poco definidos* y algunos otros más estables en los que pueden representarse la zona plana correspondiente a los depósitos de *fondo de valle o vaguada*. En ocasiones estos depósitos alcanzan grandes extensiones, dando lugar a zonas potencialmente encharcables como ocurre en Torralva de Calatrava.

Se han cartografiado como *conos volcánicos* los edificios formados por la acumulación de piroclastos de caída del volcán de las Tiñas y por las coladas y piroclastos del volcán de Baños. El primero se sitúa al norte de la Laguna de La Nava y está formado por dos cerros subcirculares de 500 y 700 m. de diámetro que se elevan 20-25 m. sobre la llanura. El segundo se sitúa en el borde occidental de la hoja, cortado por la carretera de Carrión a Fernancaballero. Da lugar a una loma poco pronunciada de contorno subelíptico y 700 m., de eje mayor.

En el borde meridional, al sur de Torralba de Calatrava aparece la parte norte de uno de los anillos de tobas correspondiente a un maar de contorno subelíptico situado en su mayor parte en la hoja de Almagro. Este maar es un *cráter de explosión con anillo de tobas conservado*, que se sitúa sobre la superficie de erosión con costra. Consiste en un cráter o suave depresión y un anillo que la rodea totalmente formado por la acumulación de los piroclastos expulsados del cráter. El diámetro mayor de la depresión interna, situada totalmente en la hoja de Almagro, es de 2.000 m. y el del anillo de tobas de 2.500 m. La altura del anillo con respecto a la zona más deprimida no sobrepasa los 15 m.

Las superficies de erosión fosilizadas por costras calcáreas, el relieve kárstico y el endorreísmo, constituyen los rasgos geomorfológicos más sobresalientes de la hoja.

La superficie más antigua o *superficie superior de la llanura manchega* (S_1 de MOLINA, 1974, 1975) es correlacionable con el glacis con costra laminar situado al pie de la Plataforma del Campo de Montiel (PEREZ GONZALEZ, 1981). Según estos autores tiene una edad Plioceno superior (Villafranquien-

se medio) próxima a los —2,5 millones de años y su construcción precede a la instalación de la Raña de los Montes de Toledo. Se sitúa en el ángulo noroeste sobre las cotas de 730-740 m. y a unos 30 m. sobre el cauce del Guadiana. Está tapizada por encostramiento y costras laminares bandeadas y multiacintadas espesas y bien cristalizadas, que están intensamente karstificadas, apareciendo formas de absorción de tipo *dolinas* circulares o semicirculares y *uvalas* de bordes normalmente indefinidos. Sus diámetros no superan los 300 m. (50-200 m. como más frecuentes), siendo su profundidad menor de 5 m. El encajamiento cuaternario de la red fluvial provoca la aparición de *escarpes* suavizados, quedando las costras colgadas en mesas o muelas de bordes recortados.

En la hoja no existen los típicos depósitos de la Raña de los Montes de Toledo. La *superficie inferior de la llanura manchega* o S_2 de MOLINA (oo.cc), cuya edad debe situarse en el límite plio-pleistoceno, se encaja entre 10 y 15 m. en la superficie superior (S_1), encontrándose a 15-20 m. sobre el nivel actual del Guadiana. Está fosilizada por encostramientos y costras laminares bandeadas. Aparece entre las cotas de 640-615 m., descendiendo suavemente de ENE a OSO.

Hay que resaltar que, debido a la presencia de un sustrato calco-margoso plioceno en todo el ámbito de la hoja, existe un encostramiento generalizado de las vertientes, de edad reciente, que resulta difícil de diferenciar del asociado a las superficies de erosión, a su vez «crecido» por estos procesos que llegan a ser subactuales.

Sobre las costras de la Superficie inferior y materiales calcáreos pliocenos se desarrolla un importante relieve kárstico a base de *doinas* y *uvalas*.

Las *dolinas* presentan contornos circulares o semicirculares, elípticos y alargados, pueden ser compuestas y estar abiertas a la red fluvial. Alcanzan diámetros mayores de hasta 900 m. y profundidad de 10-15 m. Normalmente, tienen un fondo semiplano cubierto por arcillas arenosas con cantos que se han cartografiado como *depósitos de fondo de dolina*.

Las *uvalas* son formas de grandes dimensiones (hasta varios km.), normalmente abiertas, con profundidades del orden de 15-20 m., e importantes rellenos de fondo de la misma naturaleza que los de las dolinas, entre los que sobresalen algunos *relieves residuales* de tamaños hectométricos a modo de grandes chicots. En dichos fondos se dan con profusión numerosas *zonas endorreicas* con depósito de limo-arcillas orgánicas y sales. Hasta tiempos muy recientes (década de los sesenta) muchas de estas zonas han permanecido permanentemente encharcadas debido a la alimentación subterránea a partir del acuífero contenido en las calizas pliocenas (Sistema 23). El progresivo descenso de los niveles piezométricos durante los últimos treinta años ha

provocado su desecación, encontrándose actualmente utilizadas para cultivos de regadíos. Otros fondos endorreicos están alimentados además por pequeños arroyos y ríos (Azuer) de funcionamiento intermitente. Algunos de ellos sufren pérdidas totales de caudal al llegar a las formas de absorción (dolinas y uvalas) como lo revela la cartografía de sus cursos y fondos de valle. También fueron importantes las sugerencias como las que dieron origen al nacimiento del arroyo de Morillas, a partir de la Laguna de la Nava, y las que conforman el nacimiento del *Falso Guadiana* en los ojos, situados al este, en la vecina hoja de Llanos del Caudillo (20-30).

La intensa karstificación que presenta la zona se ha visto favorecida por la alteración *in situ* sufrida por las calizas pliocenas en condiciones de encharcamiento freático (ver 1.4.6) y responde a varias fases.

En el ángulo noroeste de la hoja se ha cartografiado la terminación meridional de un extenso y complejo sistema de *abanicos* aluviales que se cruzarán al pie de los relieves paleozoicos más meridionales de los Montes de Toledo, entre Malagón, Fuentelfresno y Villarrubia de los Ojos. En ellos se encaja la red de afluentes del Guadiana por su margen derecha, que desarrollan extensos depósitos de *fondos de valle*, retomados de las gravas cuarcíticas y arenas de los citados abanicos.

La red fluvial está constituida por el Guadiana, Cigüela y Azuer.

Hay que señalar que el «Guadiana» que nace en los Ojos es sin duda un río diferente, relacionado con una surgencia kárstica local (PEREZ GONZALEZ, 1981). El auténtico Guadiana de Ruidera tiene su término natural en el Záncara a partir del río Viejo y Valle del Guadiana alto. Así pues, debemos considerar que los tramos del Cigüela y Záncara comprendidos entre las Tablas de Daimiel y la confluencia del río Viejo del Guadiana y Záncara, cerca de Alameda de Cervera (hoja 20-30), pertenecen en realidad al río Guadiana y que el «Guadiana» de los Ojos debería ser bautizado con otro nombre.

Tradicionalmente se ha considerado que el Guadiana no presentaba desarrollo de *terrazas* en este sector. Sin embargo se han podido cartografiar una serie de replanos, situados a diferentes alturas sobre el nivel del río. Algunos de ellos están desnudos y constituyen *terrazas rocosas*. Otros presentan una delgada película de limos y cantos encostrados por carbonatos: *terrazas de limos encostrados*. Por fin los niveles más bajos tienen depósito de limos y cantos no cementados. El escaso (o nulo) número de terrazas del Guadiana en la llanura manchega, está en relación con la débil o nula carga que transportaba el río. La aparición por su margen derecha de afluentes que drenan los abanicos aluviales con clastos cuarcíticos, arenas, limos, etc., aumenta el volumen de material transportado y favorece el reconocimiento de los distintos niveles.

La red discurre con bajísima pendiente, menor del 0,3 por 1.000, encontrándose los cauces actualmente excavados y canalizados para favorecer el drenaje. El falso Guadiana presenta pendientes mayores, así como un encajamiento más acusado, pudiendo diferenciarse algunos *escarpes* en los materiales pliocenos. Probablemente se trate de un río algo más joven que el verdadero Guadiana. El río Azuer tiene una llanura de inundación de anchura hectométrica. En el sector altamente karstificado al norte de Daimiel ha cambiado varias veces de curso, cartografiándose algunos *canales abandonados*.

La escasa pendiente, los desbordamientos estacionales y la conexión con los niveles piezométricos muy próximos a la superficie del terreno hasta tiempos recientes, ha dado lugar a la aparición de extensas zonas húmedas, visibles todavía en las fotografías aéreas de 1957, hoy en fase de franca regresión.

Por criterios fotogeológicos se han diferenciado zonas permanentemente encharcadas: *playas húmedas* y *turberas* y estacionalmente encharcadas: *playas secas* (ver 1.4.5), cuyos límites no coinciden con los actuales, debido a la intensa desecación que surge este sector de la Meseta, en particular las Tablas de Daimiel. Numerosos *relieves residuales* de calizas pliocenas resaltan sobre las turberas y depósitos de las playas (Isla del Pan, de los Asnos, Algeciras, etc.).

La existencia de las zonas húmedas que configuran las *Tablas de Daimiel* se basa en el equilibrio existente entre los escasos aportes de agua de los ríos y la presencia de un nivel freático subsuperficial, casi a la misma cota que la de los materiales aluvionales. La sobreexplotación del acuífero subterráneo manchego (Sistema 23), ha provocado el descenso de los niveles piezométricos y la consiguiente entrada en pérdida por infiltración de los caudales. Esto unido a la fuerte sequía padecida entre 1980 y 1984, ha conducido a la desecación casi total de las Tablas y zonas húmedas próximas (fondos endorreicos en uvalas) y por consiguiente a un desastre ecológico de difícil corrección. La construcción de la presa de Puente Navarro, aguas arriba del de la carretera de Daimiel a Malagón, para embalsar las aguas superficiales, no es por sí sola suficiente para solucionar el problema de desecación, e incluso puede agravar el desastre ecológico al acumularse aguas altamente contaminadas por los residuos urbanos de Villarrubia, Arenas de San Juan y Daimiel. Una acción combinada de construcción de embalses, recarga del Sistema 23 a partir de aguas subterráneas obtenidas en zonas menos explotadas del mismo acuífero y sobre todo un riguroso control del volumen de extracciones en los pozos y sondeos de la zona, puede, a largo plazo, llevar a la regeneración del Parque Nacional de las Tablas de Daimiel y áreas húmedas adyacentes.

Por último en el sector centro norte se han diferenciado las acumulaciones arenosas constituidas por *dunas* y *manto-eólico*. Las formas menores son asimilables a dunas ovoides.

Las mayores tienen una cartografía en planta interpretable como una gigantesca duna parabólica cuyos brazos tienen una anchura entre 300 y 500 m. y longitudes de 4,5 y 7,5 km. Esta forma también podría estar originada por la coalescencia de dos cordones dunares. Los vientos prevalentes deducibles proceden fundamentalmente del oeste y suroeste. Los procesos de deflación con exportación de material a partir de zonas roturadas pueden ser actualmente activos.

La evolución geomorfológica del sector abarcado por la hoja puede resumirse como sigue. Después de la colmatación, durante el Plioceno superior, se producen desequilibrios tectónicos entre la cuenca y los macizos circundantes, desarrollándose extensas superficies de erosión, con karstificación del sustrato en varias fases. La zona queda configurada como una extensa planicie con dos niveles articulados, sobre la que asomaban algunos relieves paleozoicos. Posteriormente se produce el débil encajamiento de la red fluvial, nuevas fases de karstificación y creación de las zonas húmedas en relación con formas kársticas y llanuras aluviales. Las formas eólicas tienen una génesis polícíclica iniciada en el Pleistoceno más superior.

La destrucción de los perfiles naturales del suelo por el laboreo agrícola, favorece la formación de costras y encostramientos, proceso que se da incluso hoy en día.

4. PETROLOGIA DE LAS ROCAS VOLCANICAS

Además de los depósitos hidromagmáticos, aparecen en esta hoja melilititas olivínicas y nefelinitas olivínicas. No existen, por tanto, ni basaltos ni leucititas olivínicas, las otras dos litologías existentes en Campos de Calatrava.

4.1. MELILITITAS OLIVINICAS (3)

Aparecen exclusivamente en el volcán de Baños. Son rocas porfídicas, con fenocristales muy abundantes de olivino y augita. Los de olivino son idiomórficos o, más bien subidiomórficos, con gollos de corrosión muy marcados, inclusiones esporádicas de minerales opacos y, a veces, aureolados

por augita y minerales opacos. Los de augita, con mayor tendencia al idiomorfismo, están fuertemente zonados, con borde siempre más rico en titanio y núcleo a veces también más rico en titanio y otras en sodio (augita egiríñica), en este último caso puede estar parcial o totalmente corroídos.

La matriz está formada por augita, minerales opacos, olivino, nefelina y melilita esporádica. La melilita no es frecuente y está muy alterada por lo que a veces resulta muy difícil identificar su presencia. La nefelina ocupa posiciones intersticiales, adquiriendo mayor desarrollo en cavidades donde se asocia a placas relativamente grandes, subidiomórficas de biotita y apatito accesorio. La biotita se presenta también en cristales alotriomórficos que engloban poliquílticamente al resto de los animales.

4.2. NEFELINITAS OLIVINICAS (4)

Petrográficamente, las rocas del volcán de Las Tiñasas son normalmente limburgitas, es decir rocas con vidrio, pero sin ningún feldespato ni feldespatoide modal y más raramente nefelinitas olivínicas. Sin embargo, en esta región, las limburgitas corresponden químicamente en la mayor parte de los casos a nefelinitas olivínicas (ANCOCHEA, 1983) y, efectivamente, en este caso la limburgita analizada lo es. Las limburgitas pueden ser consideradas, por tanto, como los términos más vítreos de las nefelinitas olivínicas.

Las rocas de Las Tiñasas son con frecuencia muy vesiculares y con rellenos de carbonatos. Son porfídicas, con fenocristales idiomórficos o subidiomórficos, tanto de augita como de olivino. El olivino, a veces alterado a productos serpentínicos, está ligeramente corroído por la matriz. La augita está en ocasiones maclada y siempre zonada, con zonados análogos a los descritos para las melilititas olivínicas. La matriz está constituida esencialmente por augita y opacos con contenidos menores de olivino; intersticialmente hay vidrio o, en su lugar, nefelina con tendencia a hábito cuadrangular. La biotita, como sucedía también en el volcán de Baños, es relativamente abundante (mucho más de lo normal para esta región), y suele presentarse en cavidades, asociada a nefelina, en cristales subidiomórficos, y a veces parcialmente reabsorbida.

Las tobas de lapilli y cineríticas del SO del volcán de Las Tiñasas, están formadas fundamentalmente por fragmentos de vidrio más o menos vesicular, de color anaranjado (sideromelana), a veces ligeramente palagonitzado y con textura perlítica. Son frecuentes los cristales, a veces aislados, otras como fenocristales, de olivino idiomórfico y augita muy egiríñica. Menos abundantes son los fragmentos de vidrio negro (taquilita) muy vesicular.

4.3. DEPOSITOS HIDROMAGMATICOS (5)

Como ya hemos indicado, no afloran depósitos hidromagnmáticos *in situ* y sólo pueden reconocerse, además de por su morfología, por la presencia de fragmentos accidentales (no relacionados con el magma) angulosos de cuarцитas paleozoicas y de rocas volcánicas vesiculares. La descripción petrográfica de este tipo de depósitos puede encontrarse en la hoja limítrofe (19-31: Almagro).

4.4. GEOQUIMICA Y PETROGENESIS

Existe un único análisis de esta hoja en la bibliografía y que corresponde al volcán de Las Tiñas (Cuadro 1). Por su composición normativa [nefelina $> 5\%$ (11,2 %) y albita $< 5\%$ (2,67 %)] se trata de una nefelinita olivínica, que no se aleja composicionalmente de la media de las nefelinitas olivínicas de la zona; únicamente el porcentaje de calcio es algo superior a lo normal, reflejo de su contenido en carbonato cálcico (1,55 % de calcita normativa).

Por su valor MG mayor de 67 y contenido en Ni entre 200 y 400 ppm., puede considerarse como una roca a grandes rasgos primaria, es decir que se ha formado por fusión parcial del manto superior sin que haya experimentado procesos de diferenciación importante. Como tal, a partir del fósforo (considerado como totalmente incompatible), y suponiendo un manto pirolítico, se puede estimar el grado de fusión parcial a partir del cual se habría formado próximo al 6 %, dentro del rango de las nefelinitas olivínicas de la región (ANCOCHEA, 1983).

Por su parte, las melilititas olivínicas del volcán de Baños, del que no existen análisis, deben haberse formado, por analogía con las del resto de la zona, por grados de fusión parcial inferiores, entre el 4,5 % y el 6,5 %.

Tanto en el caso de la nefelinita olivínica, como en el de las melilititas olivínicas, sus elevados contenidos en elementos menores incompatibles indican que se han formado a partir de un manto enriquecido de estos elementos con respecto al valor condritico teórico. La composición del manto para ambos tipos de magmas pudo haber sido la misma, debiéndose las diferencias composicionales entre nefelinitas olivínicas y melilititas olivínicas fundamentalmente al diferente grado de fusión parcial. Es posible además que la flogopita fuera una fase residual en el manto tras la fusión en el caso de las melilititas olivínicas, lo que explicaría sus inferiores contenidos de Rb, Ba y TiO_2 .

La similitud composicional de estas rocas con otras estudiadas experi-

mentalmente (por ejemplo FREY *et al.*, 1978), permite extrapolar a estas rocas los resultados y estimar las condiciones de formación de las mililititas olivínicas en unos 27 kb. de presión, 1.150° -1.200° C y contenidos en H₂O en el manto de 7-8 % y de CO₂ 6-7 %, y condiciones similares para las nefelinitas olivínicas, pero con superiores relaciones H₂O/CO₂ en el manto. Por otro lado, las melilititas olivínicas se podrían formar a mayores profundidades que las nefelinitas olivínicas (GREEN, 1971).

En el modelo desarrollado para esta región volcánica por ANCOCHEA (1983), en una zona periférica como ésta, deberían aparecer como de hecho sucede, las melilititas olivínicas y las nefelinitas olivínicas, rocas formadas por inferiores grados de fusión parcial y/o a más profundidad, al atenuarse y profundizar hacia los bordes las posibles anomalías mantélicas causantes del volcanismo.

CUADRO 1

COMPOSICION QUIMICA Y NORMA CIPW DEL VOLCAN DE LAS TIÑOSAS.

(En ANCOCHEA, 1983; análisis 15).

	%		ppm.		%
SiO ₂	39,85	Ba	777	Or	4,26
Al ₂ O ₃	11,72	Ce	107	Ab	2,67
Fe ₂ O ₃	4,87	Cr	492	An	17,46
FeO	5,84	La	70	Ne	11,20
Mn	0,18	Nb	33	Di	35,29
MgO	10,92	Ni	209	Ol	8,11
CaO	14,80	Rb	36	Mt	7,06
Na ₂ O	2,76	Sr	1073	Ilm	7,14
K ₂ O	0,72	Y	34	Ap	2,29
TiO ₂	3,76	Zr	290	Cc	1,55
P ₂ O ₅	0,99				
CO ₂	0,68			MG	68,35
H ₂ O	3,10				
TOTAL	100,19				

5. HISTORIA GEOLOGICA

En este capítulo se dará una visión generalizada de la evolución geológica y geomorfológica del sector abarcado por la hoja y zonas circundantes de los Campos de Calatrava y llanura manchega.

En esta zona los movimientos sárdicos dan lugar a la discordancia existente entre el Ordovícico y Precámbrico. El Cámbrico bien desarrollado aparece más al norte, en los Montes de Toledo (Zona de Urda).

Durante el Tremadociense y Arenigense se produce la sedimentación de un ciclo de tendencia «transgresiva» a grandes rasgos. Las facies más proximales corresponden a las series heterolíticas con conglomerados de la parte inferior del Tremadoc (materiales deltaicos redistribuidos por las corrientes litorales y las mareas?). La sedimentación continúa en una plataforma somera y subsidente con depósitos de llanura de mareas y barras litorales (s.a.) (submareales?-litorales?). La cuarcita Armoricana, en el techo de esta secuencia, podría representar un complejo de barras submareales programadas.

A partir del Arenigense y durante el resto del Ordovícico pueden reconocerse una serie de ciclos o mega secuencias de carácter «regresivo». Comienzan con depósitos de plataforma externa y evolucionan hacia depósitos de tempestitas que reelaboran los materiales de las barras (litorales s.a.) que coronan los ciclos. El primer ciclo se desarrolla durante el Llanvirniense y Llandeilo inferior (pizarras con *Neseuretus* y alternancias del El Caño). El segundo tiene una edad Llandeilo superior o Caradociense inferior (Pizarras Botella y Cuarcita Botella). El tercero va desde el Caradociense inferior (nivel con oolitos fosfatados) al Ashgillense (Pizarras de Cantera, Bancos Mixtos y Caliza Urbana). El límite entre los ciclos es neto y la evolución o somerización dentro de cada uno de ellos paulatina. Esto implica hundimientos rápidos de la cuenca (o elevaciones del nivel del mar) y desarrollo de megasecuencias del tipo *shoaling up*. Durante el Ordovícico medio y superior, existe una actividad volcánica moderada con emisión de productos básicos de composición basáltica, que se relacionan normalmente con las facies más profundas o con la base de las secuencias (diques, sillls, etc.). Resulta sugestivo relacionar los «hundimientos de la cuenca» con etapas de estiramiento cortical y emisión de basaltos fisurales.

El techo del techo del ciclo caradociense-ashgillense presenta ciertas peculiaridades al producirse un cambio importante debido a la ralentización de los aportes terrígenos y desarrollo de una comunidad biológica capaz de fijar los carbonatos. En su techo se sitúa una importante disconformidad,

detectable en numerosos puntos de la zona Centro-Ibérica y Sistema Ibérico, muy próxima al límite Ordovícico-Silúrico.

La sedimentación del Ordovícico más superior y Silúrico (Pizarras de Chavera, Cuarcitas de Criadero, pizarras ampelíticas), se realiza en un ambiente de plataforma abierta o externa, que evoluciona temporalmente hacia ambientes más someros. Los escasos afloramientos no permiten reconstruir la evolución geológica durante estos tiempos, pero se puede indicar que es durante el Silúrico (y Devónico) cuando se produce la mayor actividad volcánica prehercínica en la región. Se trata de un vulcanismo de carácter explosivo que da lugar a cráteres de explosión de dimensiones hectométricas y a frecuentes manifestaciones subvolcánicas. Es de composición basáltica y alcanza su máxima intensidad en el Silúrico y Devónico inferior. En el Devónico medio y superior continúa la actividad de este vulcanismo sinsedimentario evolucionando hacia términos más alcalinos y ácidos (hoja 16-32: Almadén).

Regionalmente se conoce la existencia de carbonífero antehercínico (Dinantense-Namuriense en el Sinclinalio de Guadalmez) y posthercínico (Estefaniense). La fase principal de la orogenia hercínica debe pues situarse entre ambos y en la que origina las grandes estructuras regionales que se ven localmente tocadas por una fase posterior.

La intrusión de rocas plutónicas de composición granítica y/o granodiorítica y la fracturación tardihercínica cierran el ciclo orogénico hercínico.

Desconocemos si la sedimentación durante el mesozoico sobrepasó el meridiano de Daimiel (hoja 19-30). Los afloramientos permotriásicos y jurásicos más occidentales se sitúan en la zona de Manzanares-Alcázar de San Juan. Por geofísica y sondeos se sabe que las areniscas triásicas llegan hasta las proximidades de Daimiel y que hay carbonatos jurásicos en el zócalo del depocentro neógeno de Villarta de San Juan. Algunos retazos de Cretácico superior (Albiense a Senoniense) aparecen en el borde occidental de la hoja de Llanos del Caudillo.

La evolución geológica al este de Ciudad Real, Daimiel y Almagro, en la llanura manchega, durante los tiempos mesozoicos, resulta difícil de establecer por los escasos datos disponibles pero puede resumirse como sigue. Las fracturas tardihercínicas se reactivan en régimen distensivo dando lugar a fosas que comienzan a rellenarse por sedimentos continentales a base de abanicos aluviales y depósitos fluviales durante el permotriásico (Facies Bunt) que evolucionan rápidamente a facies transicionales y de llanura de mareas (depósitos inter a supramareales de las Facies Muschelkalk) y de *shebkas* litorales (Facies Keuper). Esta invasión marina relacionada probablemente con procesos de estiramiento cortical, continúa durante el Triásico más supe-

rior y Jurásico inferior, instalándose una plataforma somera carbonatada en la que se depositan materiales en las zonas inter a supramareal que evolucionan a depósitos de *lagoon*. No se dispone de datos acerca de la evolución y características de la sedimentación durante el Lías superior, Dogger y Malm. Como consecuencia de los movimientos neokimméricos y aústricos se produce el desmantelamiento parcial de Jurásico en los bloques elevados, yaciendo los depósitos continentales y/o transicionales de la Formación Utrillas sobre los carbonatos del Lías inferior. Durante el Cretácido superior se instala en la región una plataforma somera carbonatada con esporádico desarrollo de *patches* arrecifales con Rudistas.

La zona carece de registro sedimentario Finicretácico, Paleógeno y Miocene inferior-medio. No podemos establecer de forma precisa la repercusión de las fases alpinas principales. En la submeseta meridional, sistema ibérico y prebético dichas fases se sitúan en el Oligoceno superior, límite Mioceno inferior-medio y base del Mioceno superior. Las dos primeras (Castellana y Neocastellana) deben ser las causantes de las principales estructuras de plegamiento y fracturas reconocibles en el Triásico y Jurásico de la zona de Manzanares-Llanos del Caudillo en las que se juega un importante papel la reactivación de antiguas fracturas del zócalo.

Durante el Paleógeno y Miocene inferior? la región se vio sometida a intensos procesos de alteración química de origen tropical visible sobre los materiales paleozoicos. Al pie de los relieves residuales o «inselbergs» existentes se acumularon potentes corazas ferralíticas. La alteración de los materiales pizarrosos paleozoicos alcanzó varias decenas de metros de profundidad, observándose la existencia de contenidos relativamente altos en caolinita aún en los niveles más inferiores.

Los ciclos sedimentarios observables en los rellenos continentales de las cuencas existentes en la Submeseta meridional, son correlativos con la génesis de extensas superficies de erosión en la llanura manchega. Así el ciclo Eoceno-Oligoceno superior (unidad detrítica inferior) podría ser correlativo de las altas superficies sobre cuarcitas de la zona de Villarta de San Juan-Puerto Lápice. Durante la sedimentación de la unidad detrítica superior (Oligoceno superior-Mioceno inferior) se generaría la superficie superior del Campo de Montiel. La superficie de El Bonillo podría relacionarse con la sedimentación durante el Mioceno medio y la de Ossa de Montiel con el ciclo Mioceno superior-Plioceno inferior (ver PEREZ GONZALEZ, 1981).

Estas superficies de erosión y materiales correlativos se deforman como consecuencia de los procesos distensivos subsiguientes a la fase de compresión bética Serravaliense-Tortoniense durante el Mioceno superior. Durante estos tiempos se generan cuencas continentales importantes como la del

M.A.	EDADES Y BIOZONAS MAMÍFEROS	YACIMIENTOS	FASES TECTONICAS PROCESOS	DEPOSITOS CORRELATIVOS	SUPERFIES DE EROSION	VULCANISMO
0,5		Volverte 1		Terrazas		
1			?			
2			?			
2,5	MN 17					
3	MN 16	Volverte 2 Villarrubia La Higueruelas	Apertura de la Cuenca Manchego	Roña Glacis con costra laminar Colmataciones de las Cuenca del Júcar y Manchego	S ₂ (Molina) Superficie preraña S ₁ (Molina) ó 2 ^a Superficie poli- génica (P. González)	
3,5	MN 15		?			
4	MN 14				1 ^a Superficie poli- génica de la C. del Tajo (P. González)	
4,5						
5						
5,5						
6						
6,5	MN 13	Ventad el Moro (Júcar)				
7						
7,5						
8	MN 12					
8,5	MN 11	Fuente Podrida (Júcar)	Apertura de la Cuenca del Júcar - Gabriel y Cuenca de Daimiel, Villarrubia y C. Real Cierre de Estrecho norteafricano			
9	MN 10					
9,5	MN 9					
10						
10,5						
11						
11,5						
12						
12,5						
13						

CUADRO 2. CORRELACION ENTRE YACIMIENTOS, FASES TECTONICAS, DEPOSITOS, SUPERFICIES Y VULCANISMO EN LA LLANURA MANCHEGA Y CAMPOS DE CALATRAVA DURANTE EL MIOCENO SUPERIOR PLEISTOCENO INFERIOR

Júcar y otras menores como los depocentros de Daimiel, Villarta de San Juan y subcuencas de Alcolea y Corral (Ciudad Real) que se rellanan durante el Mioceno superior y sobre todo durante el Plioceno. La génesis de estas cuencas está en relación con la reactivación de fallas profundas del zócalo, sobre todo las de direcciones E-O a NE-SO (N-90° a N-30°) y las submeridianas (N-160° a 180°).

Es a partir de este momento cuando se desarrolla el vulcanismo de los Campos de Calatrava, que comienza con emisiones de carácter ultrapotásico.

Un ensayo de correlación entre yacimientos, fases tectónicas depósitos, superficies de erosión y vulcanismo durante el Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno inferior de la Llanura manchega y Campos de Calatrava se da en el Cuadro 2. Está basado en los trabajos de PEREZ GONZALEZ (1981), en donde pueden encontrarse mayores precisiones sobre estos eventos, así como su relación con otras zonas de la Meseta.

En Daimiel y Villarta de San Juan, la existencia de pequeñas cuencas o depocentros con espesores de sedimentos de varios centenares de metros, bajo las calizas del Plioceno superior, se ha deducido a partir de datos geofísicos y de sondeos. Se sitúan en el borde norte de la canca manchega que de esta manera comienza a configurarse, aunque parcialmente, como una cuenca asimétrica con un borde norte más abrupto, hecho que se conservará durante los tiempos posteriores, dando lugar a un escarpe morfológico acusado. En la zona de Villarta los sondeos se velan la presencia de una importante zona de ápice de banco aluvial con potentes depósitos de conglomerados cuarcíticos que se extiende desde Puerto Lápice algunos kilómetros hacia el sur y sureste, pasando a facies arcillosas y carbonatadas.

Las cuencas de Corral y Alcolea de Calatrava (Ciudad Real) se rellenan durante el Plioceno inferior mediante abanicos aluviales y facies fluviales que evolucionan en el tiempo a facies lagunares y lacustres de carácter expansivo. Durante la sedimentación hay actividad volcánica con emisión de carácter básico-ultrabásico, alcalino y ultrapotásico dominanteamente explosivos, con acumulación de potentes depósitos hidromagnéticos intercalados en la serie.

La fase Iberomancha 1, en el límite Plioceno inferior-Plioceno superior, es la responsable de la apertura del corredor o cuenca manchega. Se produce la retracción local de los ambientes lacustres con génesis de un relieve de corrosión, superficies de aplanamiento y depósito de costras bréchicas, precedida por una suave deformación de los materiales del Plioceno inferior, lo que da lugar en las zonas centrales de las cuencas, a una suave disconformidad entre éstos y los depósitos del Plioceno superior (Villafranquiense inferior y medio basal). La sedimentación se extiende a toda la Llanura manchega y a las cubetas de los Campos de Calatrava. Se originan abanicos aluviales (ari-

dos?) de pequeño tamaño, dominando las facies fluvio-lacustres, lagunares y lacustres que colmatan las depresiones. Se produce una notable reactivación del vulcanismo de características semejantes a las del Plioceno inferior, siendo de esta edad (límite Plioceno inferior-superior y Plioceno superior) gran parte de los edificios principales de la región.

Una nueva fase tectónica de carácter débil o Iberomanchega 2, es la responsable de la ondulación regional que presentan los sedimentos. La actividad volcánica continúa en el Campo de Calatrava y localmente se producen deformaciones importantes en relación con abombamientos y colapsos de calderas. (Cuencas de Alcolea y Corral en la hoja de Ciudad Real.) Con posterioridad a esta fase tectónica se construye una superficie de erosión-acumulación (S_1), con karstificación del sustrato, que bisela las estructuras. El enlace entre ella y otras superficies más antiguas se realiza a base de formas de glacis. Tanto la superficie de erosión-depósito como las formas de enlace quedan posteriormente fosilizadas por costras laminationes bandeadas y multicintadas, muy bien desarrolladas al pie de la superficie del Campo de Montiel.

Los impulsos tectónicos de desnivelación macizo/cuenca continúan al mismo tiempo que se produce una cierta alteración química del sustrato hercínico en los marcos montuosos, que precede a la instalación de la Raña en el Plioceno superior (Villafranquiense medio). El clima evoluciona de subárido en el Plioceno inferior a estacional Mediterráneo con formación de suelos rojos en el Plioceno superior Villafranquiense medio basal, pasando a tener una estación cálida relativamente húmeda durante los tiempos próximo al depósito de la Raña (Villafranquiense medio). Durante el Plioceno superior se produce el basculamiento hacia el oeste y suroeste de la Meseta que precede a la apertura exorreica de las Cuenca.

En el límite plio-pleistoceno y en relación quizá con el final del basculamiento y la apertura exorreica antes citada, se instala una nueva superficie de erosión o S_2 (superficie inferior de la Llanura manchega en nuestra zona) sobre la que se desarrollaron suelos rojos que fueron posteriormente erosionados, lo que favoreció el desarrollo de costras calcáreas en tiempos pleistocenos y aún más recientes.

Durante el Pleistoceno se produce el encajamiento de la red fluvial, con formación de secuencias de terrazas bien desarrolladas en el área del Campo de Calatrava que sin embargo son muy escasas en la Llanura manchega.

Se tiene evidencia de que las erupciones volcánicas continuaron en el Campo de Calatrava (Ciudad Real, Almagro, Daimiel), después de la construcción de la superficie S_2 y durante el depósito de las terrazas del pleistoceno inferior, ya que tanto una como las otras están fosilizadas localmente por materiales volcánicos y deformadas por la actividad magmática.

La historia geológica del vulcanismo de los Campos de Calatrava y zona de transición a la llanura manchega, comienza en el Mioceno superior, con emisión de un pequeño volumen, inicial de magmas básico-ultrabásicos y ultrapotásicos, al sur de la hoja de Ciudad Real. Son de edad incierta, entre los 8,5 y 6,5 millones de años y posteriores a la fase tectónica intramiocena superior. Estos magmas proceden de la fusión parcial de una peridotita micácea que daría lugar a la formación de leucititas olivínicas ocupando una posición central dentro de la región volcánica. En relación con las fases iberomanchegas, tras una pausa y ya en el Plioceno e incluso en el Pleistoceno inferior, —4,5 a 1,5 millones de años, el proceso de fusión parcial se fue generalizando abarcando una zona más amplia y superficial. En un principio el grado de fusión relativamente bajo, daría lugar esencialmente a melilititas olivínicas y nefelinitas olivínicas. El proceso seguiría con un ascenso de las isotermas (de la astenosfera) y con un aumento del grado de fusión parcial que da lugar en las zonas centrales del Campo de Calatrava a basaltos olivínicos. La atenuación hacia los bordes de la anomalía térmica que al tiempo se hará más profunda, da lugar en las zonas periféricas a menores grados de fusión y por consiguiente a magmas melilitíticos olivínicos y nefeliníticos olivínicos (ANCOCHEA, 1983).

El vulcanismo de los Campos de Calatrava debe ser considerado como debido a la existencia de un punto caliente asociado a procesos de elevación cortical y posiblemente de *riifting* abortado y paralelo a la dirección de colisión del orógeno bético (ANCOCHEA, 1983).

La localización del vulcanismo indica que existe una causa discontinua que lo limita espacialmente. ANCOCHEA (1983) señala tres opciones:

- Existencia de manto anómalo a nivel regional, que sólo da lugar a vulcanismo en las zonas en las que se da una situación particular de esfuerzos, probablemente condicionadas por la existencia de accidentes tectónicos previos.
- Anomalía térmica localizada previamente en la zona. La colisión bética daría lugar al vulcanismo sólo en estas zonas.
- Situación intermedia entre las anteriores. Anomalía térmica en puntos concretos, que desarrollaría vulcanismo en función de la naturaleza local de los accidentes previos.

A modo de hipótesis podemos indicar que el emplazamiento de las unidades subbéticas durante el inicio del Mioceno superior induce a la deformación isostática y flexión de la corteza del límite meridional de la Meseta, que se ve acentuada por la caída en mesa del frente de los mantos (olitostromas) a la cuenca del Guadalquivir, durante el Tortoniense (Vallesiense-Turoliense de la

escala continental) (PORTERO y ALVARO, 1984). Esta deformación y hundimiento de la corteza en dicho sector se traduce en la aparición de una protuberancia cortical en el antepaís (Meseta), situada a unos pocos cientos de kilómetros de los depocentros (WALCOTT, 1970, en PORTERO y ALVARO, 1984). Con este mecanismo se justifica el ascenso de la astenosfera a partir del Mioceno superior (Tortoniense), localizada en una banda que, pasando por el Campo de Calatrava, sería subparalela al frente de la Cordillera Bética.

Las condiciones locales del manto y la situación tabién local de los campos de esfuerzos y accidentes preexistentes en relación con las fases tectónicas posteriores (Ibero-manchegas), podrían explicar la discontinuidad zonal y temporal del vulcanismo Plioceno y Cuaternario de las regiones Central y Levantina españolas.

El valle del Guadiana en la llanura manchega occidental y central (hojas de Villarta de San Juan y Daimiel), presenta un reducido número de terrazas (4 ó 5) de las que sólo una es Pleistoceno inferior. Su dispositivo morfológico está en relación con regiones subsidentes en las que lo que caracteriza a los cursos fluviales son las pérdidas de caudal. El río Záncara es un curso conservado de las antiguas redes de drenaje que enlazaban el sistema fluvial del Júcar con el del Guadiana y en la actualidad representa el auténtico Guadiana (PEREZ GONZALEZ, 1981). Por otra parte, el Guadiana y Jabalón tienen respectivamente 10 y 7 terrazas en los Campos de Calatrava: los niveles a partir de +13 —16 metros pertenecen ya al Pleistoceno inferior (cinco niveles en el Guadiana y tres en el Jabalón).

Estos hechos podrían explicarse por la existencia de una zona con tendencia a la elevación durante el Pleistoceno inferior, en el Campo de Calatrava, relacionada probablemente con los fenómenos volcánicos, lo que implicaría mayor número de terrazas. Al cesar la actividad volcánica se produce la subsidencia generalizada de los Campos de Calatrava y llanura manchega occidental. La génesis de las terrazas está controlada pues por la tectónica y también por el clima. A grandes rasgos las etapas de agradación de las mismas corresponden a un ambiente más cálido y húmedo que el actual (PEREZ GONZALEZ, 1981).

Los abanicos aluviales con cantos cuarcíticos y arenas (hojas de Daimiel, Villarta de San Juan y Manzanares), son pleistocenos y posteriores a la fase de agradación de las terrazas. También existen al pie de la plataforma de Montiel, abanicos limo arcillosos generados en clima semejante al actual e incluso más seco que son subactuales (PEREZ GONZALEZ, 1981).

Dicho autor atribuye las causas del endorreísmo de la llanura manchega central y occidental, a factores múltiples interrelacionados (clima, litología y evolución tectónica). La expansión del endorreísmo coincide con la transfor-

mación del sistema fluvial del Guadiana en una red residual durante el Pleistoceno superior. El desarrollo subactual del endorreísmo tuvo su iniciación en el Holoceno por la extensión de los complejos dunares eólicos.

La dolinización está condicionada estructuralmente por fracturas y diaclasis. Se trata de un karst de llanura en estructuras subhorizontales y de relieves policíclicos, con varias fases de karstificación durante el Cuaternario (PEREZ GONZALEZ, 1981).

La etapa más reciente de la morfogénesis de la llanura manchega está definida por acción eólica (hojas de Daimiel y Villarta). Los vientos dominantes que generaron la acumulación de arenas eólicas provienen del oeste aunque también hay componente del noroeste y suroeste, semejantes a los actuales. Las formas eólicas tienen un origen policíclico que se inicia en el Pleistoceno superior (PEREZ GONZALEZ, 1981).

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

Las nefelinitas olivínicas del volcán de Las Tiñosas, por su carácter esco-riáceo y vacuolar (piroclastos de caídas), se explotan como puzolanas para la fabricación de hormigones ligeros.

Las calizas pliocenas, cuando son microcristalinas, se han utilizado como áridos y para bloques de sillería para la construcción, existiendo numerosas catas abandonadas.

Los depósitos de turba del falso Guadiana se explotan intermitentemente al noreste de Daimiel, entre la carretera N-420 y la local de Daimiel a Villarrubia de los Ojos.

6.2. HIDROGEOLOGIA

El Instituto Geológico y Minero ha publicado en 1982 el Mapa Hidrogeológico a escala 1:50.000 de la hoja de Daimiel a cuya memoria remitimos al lector interesado en el tema.

Se distinguen dos unidades hidrogeológicas:

- Unidad hidrogeológica terciaria inferior.
- Unidad hidrogeológica terciaria superior.

La primera tiene un espesor variable en función del paleorrelieve paleozoico. Está formada por conglomerados en la base y fangos con paleocanales que pasan lateralmente a arcillas, margas, areniscas y yesos. Corresponde a nuestra unidad cartográfica 6. Las gravas y arenas de los paleocanales presentan acuíferos en carga que localmente son surgentes.

La unidad superior está constituida por las calizas y margas de la unidad cartográfica 7. Constituyen un acuífero libre, con un flujo general del agua de este a oeste, parcialmente drenado por el Guadiana. Los niveles de agua más profundos se sitúan a 20-25 m. en el cuadrante suroriental de la hoja y está relativamente próximos a la superficie en las inmediaciones del río Guadiana.

La superficie regada con aguas subterráneas en el término municipal de Daimiel ha pasado de 4.200 Ha. en 1974 a 11.200 Ha. en 1980, con el consiguiente aumento de consumo de los recursos subterráneos.

7. BIBLIOGRAFIA

AGUIRRE, E. (1971): «Datos para la historia terciaria y cuaternaria del Campo de Calatrava». *Cuad. Estudios Manchegos*, n.º 2, pp. 159-171.

AGUIRRE, E.; MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A., y ZAZO, C. (1972): «The Pliocene-Pleistocene boundary in Spain». *Int. Coll. on the problem. The Pliocene-Pleistocene boundary in Spain. Coll. of papers*, I, pp. 1-14.

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*, V, Miscelánea Neógena, pp. 7-29.

ALBERDI, M. T.; JIMENEZ, E.; MAZO, A. V.; MORALES, J.; SESE, C., y SORIA, D.: (1984): «Paleontología y biostratigrafía de los yacimientos Villafranquenses de Las Higueruelas y Valverde de Calatrava II. (Campo de Calatrava, Ciudad Real)». Memoria presentada a la Excmra. Diputación de Ciudad Real. (En prensa).

ALEIXANDRE, T.; PINILLA, A., y PEREZ GONZALEZ, A. (1977): «Características mineralógicas de las dunas continentales de la llanura manchega». *Actas de la III Reunión G.T. del Cuaternario*, pp. 281-289. Inst. de Geogr. Aplicada. CSIC.

ALIA MEDINA, M.; CAPOTE, R., y HERNANDEZ ENRILE, J. L. (1971): «Rasgos geológicos y tectónicos de la Sierra Morena Oriental y sus estribaciones meridionales en la transversal de Moral de Calatrava (Ciudad Real) a Villanueva del Arzobispo (Jaén)». *I Cong. Hisp. Luso-Americanos de Geol. Econom.* Secc. I, tomo I, pp. 3-17.

ALMELA, A.; ALVARADO, E.; COMA, C.; FELGUEROZO, C., y QUINTERO, I. (1961): «Manchas carboníferas en la provincia de Ciudad Real». *Not. y Com. IGME*, n.º 64, pp. 197-212.

ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, C.; FELGUEROZO, C., y QUINTERO, I. (1962): «Estudio geológico de la región de Almadén». *Bol. Geol. Min.*, 73, pp. 193-327.

ALVARADO, A., y HERNANDEZ PACHECO, F. (1931): «Memoria explicativa de la hoja geológica n.º 784 (Ciudad Real): 1.ª Serie». *IGME*.

ALVARADO, A., y HERNANDEZ PACHECO, F. (1932): «Memoria explicativa de la hoja geológica n.º 759 (Piedrabuena): 1.ª Serie». *IGME*.

ALVARADO, A., y HERNANDEZ PACHECO, F. (1934): «Memoria explicativa de la hoja geológica n.º 760 (Daimiel): 1ª Serie». *IGME*.

ANCOCHEA, E. (1979): «Polaridades magnéticas y edad de las rocas volcánicas del Campo de Calatrava (Ciudad Real)». *Publ. III Asamblea Nac. Geodesia y Geofísica*, pp. 1593-1604.

ANCOCHEA, E. (1983): «Evolución espacial y temporal del vulcanismo reciente de España Central». Tesis doctoral, Univ. Compl. Madrid, pp. 1-675.

ANCOCHEA, E. (1984): «Magmas primarios y diferenciados de la Región volcánica central Española». *Rev. Mat. Proc. Geol.*, II, pp. 115-133.

ANCOCHEA, E.; GIULIANI, A., y VILLA, I. (1979): «Edades radiométricas K-Ar del vulcanismo de la Región Central Española». *Est. Geol.*, vol 35, pp. 131-135.

ANCOCHEA, E., y DEL MORO, A. (1981): «⁸⁷ Sr/86 Sr. Ratios of basaltic rocks from Campos de Calatrava (Central Spain)». *Est. Geol.*, vol. 37, pp. 27-33.

ANCOCHEA, E., y BRANDLE, J. L. (1981): «Basaltic rocks from Campos de Calatrava (Central Spain)». *IUGS Sub. Syst. Ign. Rocks. Circular 34*, Contrib. n.º 92.

ANCOCHEA, E., y BRANDLE, J. L. (1981): «Mapas de las características geoquímicas del vulcanismo de los Campos de Calatrava». *Publ. IV Asamblea Nac. Geodesia y Geofísica*.

ANCOCHEA, E., y BRANDLE, J. L. (1982): «ORIENT. Programa en FORTRAN para el cálculo de directrices en zonas vulcánicas». Dept. Petrol. UCM. (Inédito).

ANCOCHEA, E., e IBARROLA, E. (1982): «Caracterización geoquímica del vulcanismo de la Región volcánica Central Española». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, n.º 80, pp. 57-88.

ANTON, J. A. (1975): «Investigación geoeléctrica de la llanura manchega. Sistema 23». Inédito. *Compañía General de Sondeos, S. A.*, 25 pp., 16 planos.

BALMASEDA, J.; MEDINA, E.; TELL, J. M., y LARA, V. (1976): «Mapa geológico de España E. 1: 50.000 (MAGNA): Memoria de la hoja n.º 761 (Llanos del Caudillo)». *IGME*.

BERGAMIN, J. F.; CARBO, A.; CAPOTE, R., y SANTA TERESA, I. (1984): «Avance de interpretación de una transversal gravimetría entre los Montes de Toledo y Sierra Morena». *I Cong. Esp. Geol. Segovia*, t. 3, pp. 303-309.

BONADONNA, F. P., y VILLA, J. M. (1984): «Estudio geocronológico del

vulcanismo de Las Higueruelas». *I Reun. Est. Reg. Castilla-La Mancha*. (Albacete)

BOUYX, E. (1963): «Extensión des terrains ante-ordoviciens au Sud de Ciudad Real (Espagne meridionale)». *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, pp. 339-341.

BOUYX, E. (1970): «Contribution a l'étude des formations anteordovicaines de la Meseta Meridionales (Ciudad Real y Badajoz)». *Mem. Inst. Geol. y Min. España*, t. 73, pp. 1-263.

CALDERON, S. (1883): «Catálogo razonado de las rocas eruptivas de la Provincia de Ciudad Real». *Bol. Com. Map. Geol.*, n.º 10, 166 pp.

CALDERON, S. (1905): «Los volcanes de España. Ensayo de bosquejo sintético». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, n.º 5, pp. 335-342.

CASIANO DE PRADO, M. (1885): «La Geología d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toleda». *Bull. Soc. Geol. France*, t. 212, pp. 3-24.

CIRY, G. (1936): «Contribution a l'étude géologique de la région d'Almadén». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. 36, n.º 6, pp. 293-300.

CGSSA-INTECSA (1975): «Proyecto de investigación hidrogeológica de la cuenca alta y media del Guadiana». *IGME*. (Inédito).

CGSSA (1984): «Estudio hidrogeológico para el suministro de agua a la Azucarera de Ciudad Real, S. A.». Inédito, pp. 1-34.

CORTAZAR, D. (1878): «Expedición geológica por la Provincia de Toledo». *Bol. Com. Mapa Geol. España*, t. 5.

CORTAZAR, D. (1880): «Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real». *Bol. Com. Mapa Geol. Nac.*, t. 7, pp. 1-289.

COULLAUT, J. L.; BABIANO, F.; VILLOTA, J., y AGUILAR, M. J. (1978): «Mapa geológico de España 1: 50.000 (MAGNA): Memoria de la hoja 16-32 (Almadén)». *IGME*.

CHAMON, C.; HERNANDEZ ENRILE, J. L.; OLMO, P.; PARDO TIRAPU, G., y ALIA, M. (1970): «Estudio geológico de la región del Viso del Marqués Moral de Calatrava (Provincia de Ciudad Real). Inédito. *Dep. Geodinámica Interna Univ. Comp. Madrid*.

DANTIN CERECEDA, J. (1935): «Geomorfología de la Mancha». *Bol. R. Soc. Geográfica Madrid*, t. 76, pp. 129-140.

EZQUERRA DEL BAYO, J. (1844): «Basaltos». *Semanario Pintoresco*. Madrid.

FERNANDEZ, A., y ALVARADO, A. (1935): «Memoria explicativa de la hoja geológica 1: 50.000 n.º 785. Almagro, 1.ª Serie». *IGME*.

FERNANDEZ CARRASCO, J.; GARCIA PORTERO, J.; ORTEGA GIRONES, E., y SANCHEZ VIZCAINO, J. (1982): «Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA). Memoria de la hoja 17-31. Abenojar». *IGME*.

FREY, F. A.; GREEN, D. H., y ROY, S. D. (1978): «Integrated models of basalt

petrogenesis. A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia, utilizing geochemical and experimental petrological data». *J. Petrology*, 19, pp. 463-513.

GARCIA VELEZ, A., y RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1982): «Mapa geológico de España a E. 1: 50.000 (MAGNA). Memoria de la hoja n.º 841. Alcaraz». *IGME*.

GOMEZ DE LLARENA, J. (1916): «Bosquejo geográfico geológico de los Montes de Toledo». *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. (Geol.)*, n.º 15, pp. 1-74.

GONZALEZ REGUERAL, J. R. (1920): «Estudio microscópico de algunas rocas basálticas de Ciudad Real». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, n.º 20, pp. 1-184.

GUTIERREZ MARCO, J. C.; CHAUVEL, J.; MELENDEZ, B., y SMITH, A. B. (1984): «Los Equinodermos (Cystoidea, Homalozoa, Stelleroidea, Crinoidea) del Paleozoico inferior de Montes de Toledo y Sierra Morena (España). Partes I-III». *Est. Geol.*, vol. 40, pp. 421-453.

HAMMAN, W. (1983): «Calymenacea (Tribolita) aus dem Ordovizium von Spanien; ihre biostratigraphie, ökologie und systematik». *Abh. Senck. Natur. Ges.*, 542, pp. 1-117.

HAMMAN, W.; ROBARDET, M., y ROMANO, M. (1982): «The Ordovician System in South western Europe (France, Spain and Portugal)». *Pub. Internat. Un. Geol. Sci.*, 11, pp. 1-47.

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. Espa. Hist. Nat. T. bicentenario*, pp. 98-114.

HERNANDEZ PACHECO, E. (1927): «Les volcans de la region d'Espagne». *Bull. Volcanologique*, pp. 1-267.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1932): «Estudio de la región volcánica central de España». *Mem. Acad. Ciencias ex. Fis. Nat.*, 3, pp. 1-235.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1932): «La región volcánica de Ciudad Real». *Publ. Soc. Geogr. Nac. Serie B*, n.º 3, pp. 154-213.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1935): «Memoria explicativa de la hoja geológica n.º 786 (Manzanares), 1ª Serie». *IGME*.

IBARROLA, E., y BRANDLE, J. L. (1974): «Estudio comparativo de melilititas en rocas ultramáficas de dos diferentes "provincias volcánicas" españolas». *Publ. I Congr. Nac. Geo. y Geof.*, pp. 1291-1318.

IGME (1971): «Mapa geológico de España E. 1: 200.000. Síntesis de la cartografía existente. Hoja n.º 61 (Ciudad Real)». *IGME*.

IGME (1982): «Mapa hidrogeológico de España E. 1: 50.000. Hoja 19-30. Daimiel». *IGME*.

JESSEN, O. (1930): «La Mancha. Ein Bertrag zur Landeskunde Neucasti-

lliens». *Mitt der Gessel.*, vol. 41, pp. 132-227. Traducido al español por J. GOMEZ DE LLARENA (1946): «La Mancha. Contribución al estudio Geográfico de Castilla la Nueva». *Est. Geog.*, año 7, n.º 23, pp. 269-32, y n.º 24, pp. 479-524.

JULIVERT, M., y TRUYOLS, J. (1983): «El Ordovícico en el Macizo Ibérico». *Libro Jubilar J. M. Ríos*, vol. 1, pp. 192-246.

JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J. M., y MARTINEZ RIUS, A. (1983): «La estructura de la extensión SE de la zona centroibérica con metamorfismo de bajo grado». *Libro Jubilar J. M. Ríos*, t. 1, pp. 477-490.

LOTZE, F. (1956): «El Cámbrico en España». (Traducción de Joaquín Gómez de Llarena (1970). En *Publ. Extr. Geol. España.* Mem. IGME., t. 75, pp. 1-256.

MALLADA, L. (1896): «Explicación del mapa geológico de España. Tomo II: Sistemas cambriano y siluriano». *Mem. Com. Map. Geol. Esp.*, 20, pp. 1-515.

MACHENS, L. (1954): «Stratigraphie und tektonik der sudostlichen Iberischen Meseta im Bereich des Oberen Guadiana». *Diss. Univ. Munster.*, pp. 173.

MAESTRE, A. (1836): «Nota sobre las formaciones basálticas de La Mancha». *Neues. Jahebuch.*

MAESTRE, S. (1844): «Observaciones acerca de los terrenos volcánicos de la península». *Bol. of Minas*, 103, pp. 117-119.

MARTIN ESCORZA, C. (1975): «Estudio geotectónico del Paleozoico inferior en los Montes de Toledo surorientales (Urda-Fuente del Fresno)». Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid.

MARTIN ESCORZA, C. (1977): «Nuevos datos sobre el Ordovícico inferior; el límite Cámbrico-Ordovícico y las fases sárdicas en los Montes de Toledo: consecuencias geotectónicas». *Est. Geol.*, vol. 33, pp. 57-80.

MESEGUER PARDO, I. (1953): «Memoria explicativa de la hoja 1: 50.000, n.º 738, Villarta de San Juan. 1.ª Serie». *IGME*.

MOLINA, E. (1974): «Campo de Calatrava (En submeseta meridional Campo de Calatrava por M. Molina, E. Aguirre y J. Morales)». *Coloquio Int. bioestrat. cont. del Neógeno sup. y Cuaternario inf. Libro guía*, pp. 215-255.

MOLINA, E. (1975): «Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real)». *Traba. Neógeno-Cuaternario*, 3, pp. 1-106 (1974). Tesis Doc. UCM, 374 p.

MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A., y AGUIRRE, E. (1972): «Observaciones geológicas del Campo de Calatrava». *Est. Geol.*, vol. 27, pp. 3-11.

MOLINA, E.; BLANCO, J. A.; PELLITERO, E.; CANTANO, M., y JORDAN, J. (1985): «Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector Castellano-Extremeño». *Studia Geol. Salmant.*, n.º 20, pp. 1155-126.

MONTURIOL, F.; GALLARDO, J., y ALEIXANDRE, T. (1970): «Los paleosuelos rojos de las formaciones cuaternarias del Campo de Calatrava (Ciudad Real)». *An. de Edafol. y Agrobiol.*, t. 29, n.º 78, pp. 519-572.

MORENO, F. (1977): «Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales». Tesis Doctoral. Univ. Compl. Madrid.

NIÑEROLA, S.; TRAC, N.; TORRENS, J.; BATLLE, A., y CALVIN, J. (1976): «El embalse subterráneo de la llanura manchega». *I Simp. Nac. de Hidrogeología. Valencia*, t. 2, pp. 234-253.

OLIVARES TALENS, J. (1984): «Medio ambiente y desarrollo. Necesidad de estudios de impacto ambiental. Zonas húmedas en la cuenca alta del río Guadiana». *I Congr. Esp. Geol. Segovia*, t. 1, pp. 713-722.

PARGA, I. (1935): «Quimismo de las manifestaciones magmáticas cenozoicas de la Península Ibérica». *Trab. Mus. Nac. Ciencias Nat. (Ser. Geol.)*, n.º 40, pp. 1-174.

PARGA, J. R. (1966): «Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico». *Trab. Lab. Geol. Lage*, n.º 37, pp. 3-15.

PEREZ GONZALEZ, A. (1979): «El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos». *Trab. Neógeno-Cuaternario*, n.º 9, pp. 23-36.

PEREZ GONZALEZ, A. (1981): «Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo». Tesis Doct. Ed. Univ. Compl. Madrid, pp. 1-787.

PEREZ GONZALEZ, A.; ALEIXANDRE, A.; PINILLA, J., y GALLARDO, J. (1983): «El pasaje eólico de la llanura aluvial de San Juan (llanura manchega central)». *Act. VI, Reun. Gr. Esp. Trab. Cuatern. Galicia*, pp. 631-655.

PLANCHUELO PORTALES, G. (1948): «Síntesis del Plioceno en La Mancha». *Las ciencias*, año XIII, n.º 4, pp. 808-816.

PLANCHUELO PORTALES, G. (1954): «Estudio del Alto Guadiana y de la altiplanicie del Campo de Montiel». Tesis Doct. Inst. Est. Manchego, pp. 1-189.

PLANS, P. (1969): «Problemas del endorreísmo español». *Rev. Real Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, t. 62, pp. 271-309.

PORTERO, J. M., y ALVARO, M. (1984): «La depresión del Guadalquivir, Cuenca de Antepaís durante el Neógeno: Génesis, evolución y relleno final». *I Congr. Esp. Geol. Segovia*, t. 3, pp. 241-252.

PRADO, C. (1856): «Mémoire sur la géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède». *Bull. Soc. Geol. France* (2), 12, pp. 182-204.

QUIROGA, F. (1880): «Estudio micrográfico de algunos basaltos de Ciudad Real». *An. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 9, pp. 161.

REDONDO, E., y MOLINA, E. (1980): «Bosquejo morfológico de la Cuenca del río Bullaque (Ciudad Real)». *Boletín Geológico y Minero*, t. 91-3, pp. 471-480.

ROIZ, J. M. (1979): «La estructura y la sedimentación hercínica en especial el precámbrico superior en la región de Ciudad Real-Puertollano». Tesis Doct. Univ. Compl. Madrid, pp. 1-236.

ROYO Y GOMEZ, J. (1926): «Tectónica del Terciario continental Ibérico». *Bol. Com. Mapa Geol. España*, t. 47, pp. 131-168.

SANTONJA, M. (1980): «El Paleolítico inferior de la Meseta Central Española». Tesis Fac. Geogr. e Hist. Univ. Compl. Madrid. (Inédita).

SANTONJA, M., y REDONDO, E. (1973): «Avance del Estudio del Paleolítico del Campo de Calatrava». *Cuad. Est. Manchegos*, n.º 4, pp. 61-96.

SANTONJA, M.; QUEROL, M. A., y PEÑA, J. L. (1977): «Aplicación de la tipología de Industrias Paleolíticas a la datación del Pleistoceno superior en el Campo de Calatrava (Ciudad Real)». *Actas de la II Reunión Nac. del G. T. del Cuaternario*, n.º 6, pp. 263-274.

SANTONJA, M., y QUEROL, M. A. (1979): «El Paleolítico inferior de la Meseta Española». *Act. IV Reun. del G. T. Cuat.*, pp. 196-221.

SANZ, T. (1946): «Investigaciones en la Cuenca hidrográfica de La Mancha». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, n.º 15, pp. 237-250.

SCHWENZNER, J. (1936): «Zur morphologie des zentralspanischen Hochlande». *Geogr. Abhandl.* 3.ª Serie, t. 10, p. 128.

TAMAIN, G. (1964): «Mise en évidence de mouvements tectoniques dans le Sud Est de la Sierra Morena (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 258, pp. 977-979.

TAMAIN, G. (1972): «Recherches géologiques et minières en Sierra Morena Orientale (Espagne)». These. Univ. Orsay. Trab. du Lab. Geol. Struct. et appl., vol. 91.

TAMAIN, G.; OUTRACHT, A.; CARRE, J. P.; HELOI, R. M.; PERAN, M., y PUPON, G. (1970): «L'Ordovicien de la Sierra Morena Orientale (Espagne)». *94 Congr. des Societes Savantes, Paul*, t. 2, pp. 275-292.

TORRENS, T.; BATLLE, A.; NIÑEROLA, S.; GONZALEZ FERMOSO, F., y CALVIN, F. (1976): «Contribución al conocimiento de relaciones entre los acuíferos del Campo de Montiel y la llanura manchega. La leyenda del Guadiana». *I Simp. Nac. Hidrogeología. Valencia*, t. 1, pp. 398-420.

VEGAS, R. (1975): «Wrech (transcurrent) faults system of the south western Iberian Peninsula. Paleogeographic and morphostructural implications». *Geol. Rundsch.*, vol. 65, n.º 1, pp. 266-278.

VERNEUIL, E., y BARRANDE, J. (1856): «Description des fossiles trouvés dans les terrains siluriens et devoniens d'Almadén d'une partie de la Sierra

Morena, et des Montagnes de Tolède». *Bull. Soc. Geol. France* (2), 12, pp. 904-1025.

YEBENES, A.; MARFIL, R.; SORIANO, J.; PEÑA, J. A., y DIAZ MOLINA, M. (1977): «El Trías de Alcázar de San Juan (Región de La Mancha)». *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 4, pp. 495-508.

WALTER, R. (Editor) (1977): «Zwei geologische Traversen durch die südliche Iberische Meseta, Spanien». *Münster Forstsch. Geol. Paläont.*, 42, pp. 1-55.

WALCOTT, R. I. (1970): «Isostatic response to loading of the crust in Canada». *Can. Journ. Earth. Sc.* n.º 7, pp. 716-734.

ZAMARREÑO, I. (1983): «El Cámbrico del Macizo Ibérico». *Libro Jubilar, J. M. Ríos*, vol. 1, pp. 117-191.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 28003 MADRID

CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA