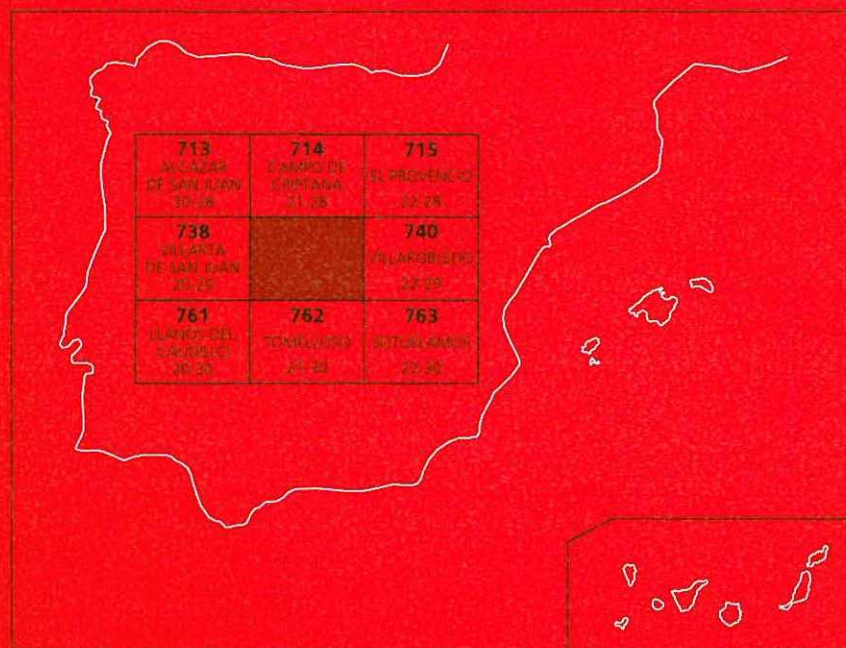




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



ARENALES DE SAN GREGORIO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

ARENALES DE SAN GREGORIO

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España
Base Topográfica: Servicio Geográfico del Ejército
Cartografía: Intecol S.L.U.

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 474-10-005-3
ISBN: 978-84-7840-831-3
Depósito legal: M-17836-2010

Fotocomposición: Intecol S.L.U.
Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

Las presentes Hoja y Memoria (Arenales de San Gregorio-739), han sido realizadas por el I.G.M.E., dentro del programa MAGNA, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Autores

Mapa Geotécnico

- A. Pérez González (I.G.M.E.). Cartografía Geológica, Geomorfológica y Memoria.
- F. Moreno Serrano (I.G.M.E.). Cartografía Geológica, Geomorfológica y Memoria.
- L.M. Barranco Sanz (I.G.M.E.). Cartografía Geológica, Geomorfológica y Memoria.
- J. Mulas de la Peña (I.G.M.E.). Cartografía Geomorfológica.

Dirección y supervisión

- A. Martín-Serrano García (I.G.M.E.)
- E. Elizaga Muñoz (I.G.M.E.)
- V. Gabaldón López (I.G.M.E.)

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector, que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta, una información complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes paleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Álbum de fotografías.
- Fichas bibliográficas.
- Informes complementarios.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	7
2. ESTRATIGRAFÍA	8
2.1. Terciario	8
2.1.1. Conglomerados cuarcíticos (c) Oligoceno	8
2.1.2. Arcillas con evaporitas (Anhidritas) (d) Mioceno inferior y medio	8
2.1.3. Limos, brechas y conglomerados (1) Mioceno inferior y medio	9
2.1.4. Arcillas con yesos, arenas y limos rojizos (2) Aragoniense-Vallesiense	10
2.1.5. Calizas micríticas y calizas rojizas. (2a) Mioceno inferior-medio	10
2.1.6. Arcillas con yesos, arenas, limos, calizas micríticas, margas blancas, microconglomerados y calizas micríticas con algas. (3) Mioceno	10
2.1.7. Margas blancas, areniscas y microconglomerados cuarcíticos. Unidad Superior (4) Vallesiense-Turolense	11
2.1.8. Calizas micríticas con algas y calizas negras. Unidad Superior (5) Turolense	11
2.2. FORMACIONES EDÁFICAS PLIOCUATERNARIAS	12
2.3. CUATERNARIO	12
2.3.1. Gravas, arenas y arcillas. Abanicos aluviales del Alto Guadiana y abanicos aluviales de Campo de Montiel. (6) Plio-Pleistoceno	12
2.3.2. Gravas y arenas. Terraza fluvial (7). Pleistoceno inferior	13
2.3.3. Gravas, arenas, limos y cantos poligénicos. Llanura aluvial de San Juan o terraza fluvial (8). Pleistoceno medio-superior	13
2.3.4. Arcillas y limos pardos con cantos calizos. Fondo de dolina (9) Pleistoceno superior-Holoceno	14
2.3.5. Arenas, limos y gravas. Abanicos aluviales (10) Pleistoceno superior-Holoceno	15
2.3.6. Limos negros y evaporitas. Áreas pantanosas (11) Pleistoceno superior-Holoceno	15
2.3.7. Limos y arcillas con cantos. Coluviones (12) Pleistoceno superior-Holoceno	16
2.3.8. Limos y arenas. Manto eólico. (13) Pleistoceno superior-Holoceno	16
2.3.9. Arenas y limos con cantos. Fondo de valle. (14) Holoceno	17
2.4. GEOFÍSICA Y SONDEOS	17
2.4.1. Geofísica	17
2.4.1.1. Magnetismo	17
2.4.1.2. Gravimetría	18
2.4.1.3. Geoelectricidad	18
2.4.2. Sondeos	20

3. TECTÓNICA.....22
3.1. TECTÓNICA REGIONAL22
3.2. PRINCIPALES RASGOS TECTÓNICOS DE LA HOJA24
3.3. EDAD DE LAS DEFORMACIONES25

4. GEOMORFOLOGÍA26
4.1. ANÁLISIS MORFOGRÁFICO26
4.1.1. Estudio morfoestructural26
4.1.2. Estudio del modelado26
4.1.2.1. Formas estructurales26
4.1.2.2. Formas de ladera27
4.1.2.3. Formas fluviales27
4.1.2.4. Formas eólicas27
4.1.2.5. Formas endorreicas29
4.1.2.6. Formas de alteración29
4.1.2.7. Formas poligénicas29
4.1.2.8. Formas antrópicas30
4.2. EVOLUCIÓN DINÁMICA30
4.3. PROCESOS ACTUALES31

5. HISTORIA GEOLÓGICA31

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....34
6.1. CANTERAS34
6.2. HIDROGEOLOGÍA34

7. BIBLIOGRAFÍA.....37

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Arenales de San Gregorio, se encuentra en el sector central de la Llanura Manchega, cerca del límite NE de la provincia de Ciudad Real.

El territorio presenta un relieve suave, casi sin contrastes topográficos, con pequeños escarpes debidos a la erosión de una red fluvial poco definida. La altitud media (660 m) presenta un descenso paulatino hacia el oeste.

La red hidrográfica principal comprende el río Záncara, que discurre de forma intermitente por el ángulo NO de la hoja, y el Alto Guadiana, que a través del llamado río viejo del Guadiana, ya en la llanura aluvial de San Juan, desemboca en el Záncara, en la hoja contigua de Villarta de San Juan (738). En la actualidad, estos cauces no son funcionales, tras la regulación de caudal introducida por el pantano de Peñarroya y por la red de regadíos del área de Tomelloso-Argamasilla de Alba.

El resto de la red fluvial es de poca entidad, con vaguadas muy poco encajadas y de funcionamiento esporádico.

En lo que respecta a la demografía, es una zona poco poblada, existiendo únicamente dos asentamientos: Alameda de Cervera y Los Arenales de San Gregorio.

La vegetación arbórea, compuesta por encinas y robles, tiene carácter disperso y residual, al haber sido muy diezmada por la acción humana.

En lo referente al clima hay que destacar los bajos valores de la precipitación media anual que no superan los 400 mm, siendo los meses de Diciembre y Febrero los más lluviosos (40-50 mm) y Julio y Agosto (6-10 mm) los más secos. La temperatura media anual es de 14°C, con mínimas absolutas de -15°C en Febrero y máximas de 47°C en Julio, el mes más caluroso en el interior de la Meseta.

Trabajos de interés acerca de La Mancha, por sus aportaciones fisiográficas, son los de HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1932, 1949 y 1955-56), SOLE SABARIS (1951) y LATENSACH (1944). El estudio de JESSEN (1930), es de gran importancia por ser el primero que señala el carácter de depresión estructural entre marcos montañosos de la Llanura Manchega. En 1978, ROMMERSKIRCHEN, publica un trabajo de carácter general sobre la morfogénesis manchega. En este mismo año se publican las hojas geológicas de Villarrobledo (740) y Minaya (741), realizadas por HERNÁNDEZ URROZ y PÉREZ GONZÁLEZ, donde se pone de manifiesto que la evolución geológica y morfológica de la llanura central y oriental, resulta más complicada que la establecida hasta la fecha. PÉREZ GONZÁLEZ (1981), realiza su Tesis doctoral en estos sectores centro-orientales, a los que siguen en años sucesivos las cartografías geológicas a E. 1:50.000 (Plan MAGNA), de las hojas limítrofes o circundantes, que han ido completando un conocimiento más preciso de la región central de la Llanura Manchega.

Los materiales aflorantes más antiguos en la Hoja son del Neógeno. Están compuestos por calizas, margas y arenas, que suelen estar cubiertos por formaciones edáfico-sedimentarias de costras calizas. Los depósitos más recientes -pleistocenos y holocenos- son gravas y arenas de origen fluvial, arenas y arcillo-arenas de origen eólico y fangos salinos; todos ellos ocupan depresiones topográficas, como la llanura aluvial de San Juan.

En la Llanura Manchega la falta de registro sedimentario finicretácico y de gran parte del Paleógeno, hace difícil reconstruir la sucesión de los eventos geológicos ocurridos. Así mismo, se admite la existencia de varias fases de deformación tectónica, que se analizarán más adelante.

La metodología seguida para la confección de la Hoja ha sido la tradicionalmente empleada en los estudios que siguen la normativa MAGNA, con una atención especial a los datos complementarios aportados por la Geofísica y los sondeos, importantes herramientas para esta zona, dónde no existen cortes naturales de buena calidad.

2. ESTRATIGRAFÍA

La escasez de cortes no permite establecer otras columnas que las dadas por los sondeos. En éstos se han diferenciados tres tramos no aflorantes: Jurásico y Cretácico (b), Oligoceno (c) y Mioceno (d y e). Además de éstos, en perfiles eléctricos se identificó el Triásico (a). En el apartado dedicado a los sondeos, se describen con brevedad los dos primeros tramos.

2.1. Terciario

Aflora en relieves estructurales del norte de la Hoja y en la banda central del centro de la misma. Está representado por las seis unidades cartográficas que se describen a continuación, en gran parte cubiertas por encostramientos carbonatados muy desarrollados (atribuidos al Villafranquiense por PÉREZ GONZÁLEZ, 1981). Estos no han sido representados en la cartografía ni identificados como una unidad estratigráfica, por su origen edáfico. Por otra parte, de haber sido representados en toda su extensión, habrían enmascarado la existencia y extensión real de las unidades estratigráficas.

Bajo las unidades anteriores, no aflorantes e identificadas en los sondeos, hay un nivel de conglomerados cuarcíticos y una potente serie evaporítica-arcillosa, los cuales describimos a continuación.

2.1.1. Conglomerados cuarcíticos (c) Oligoceno

En algunos de los sondeos que aparecen representados en los cortes geológicos de esta hoja, sobre los materiales carbonatados del Mesozoico aparece un nivel de conglomerados de cantos muy redondeados de cuarcita, con más de 10 m de espesor (sondeo nº 4). Estos mismos materiales afloran ampliamente en las Hojas de Campo de Criptana y Tomelloso, situadas, respectivamente, al norte y sur de la presente. En el primer caso cubren, en discordancia y "*onlap*", el Eoceno. En el segundo (borde norte del Campo de Montiel) descansan sobre diversos tramos del Jurásico y Cretácico, con un carácter claramente expansivo y una importante laguna erosiva.

Anteriormente estos materiales fueron atribuidos al Cretácico (facies Utrillas) por ELÍZAGA (1980). Por otro lado, PÉREZ GONZÁLEZ (1982) los considera asociados a una superficie de erosión Preoligoceno medio, que hoy aparece desnivelada por la tectónica, razón por la cual aparecen en posiciones morfológicas diversas.

2.1.2. Arcillas con evaporitas (Anhidritas) (d) Mioceno inferior y medio

En dos sondeos (02 y 03) se cortaron unos 150 m de evaporitas bastante puras (a profundidades situadas aproximadamente entre 100 y 250 m), que se apoyan sobre depósitos detrí-

ticos atribuibles al Oligoceno, por correlación con la posición estratigráfica de materiales análogos en los afloramientos de las Hojas colindantes por el norte con ésta.

La parte superior está formada por yeso en cristales de varios milímetros, alargados y orientados, dentro de una matriz dolomicrocítica a dolomicroesparítica. Presentan intraclastos y algo de arcilla, así como una importante bioturbación. Se formaron en un ambiente de llanura fangosa de carácter magnesiano, donde el yeso precipitó por oscilaciones de humedad.

Hacia la base de la unidad, el yeso es sustituido por anhidrita de pequeños cristales, que en ocasiones preservan moldes del yeso primario, siempre en una matriz dolomicrocítica. Esta unidad pasa lateralmente a arcillas rojas (unidad cartográfica nº 2), donde el contenido evaporítico varía fuertemente.

En el sondeo 05, bajo un Cuaternario de pequeño espesor, se cortan unos 300 m de un material homogéneo constituido por arcillas rojas con yesos, margas, arenas, con cantos y niveles carbonáticos intercalados. El análisis de algunas muestras indica el mismo medio sedimentario anterior, una llanura fangosa y dolomítica, con episodios salinos intercalados.

La distribución de los espesores de estas evaporitas presenta una peculiaridad. Al norte del escarpe E-O que cruza la Hoja no llega a los 100 m, mientras que al sur del mismo puede sobrepasar los 200 m.

La edad de estos depósitos ha presentado cierta problemática, derivada de la asignación de las unidades aflorantes al Plioceno (PÉREZ GONZÁLEZ, 1981), lo que implicaría la ubicación temporal de las evaporitas en el Mioceno superior. Sin embargo, la reciente realización de las Hojas MAGNA situadas al Norte y en los márgenes de la Cuenca de Madrid (Valdepeñas y Quintanar de la Orden, en edición) establecen correlaciones regionales, en especial con la Depresión intermedia (ALBENIZ y BRELL, 1976; DÍAZ MOLINA, 1978 y DÍAZ MOLINA y LÓPEZ MARTÍNEZ, 1979), y una cronoestratigrafía más antigua para el conjunto de las unidades; criterios que se siguen en la elaboración final de esta hoja.

A tenor de los mismos, unidades consideradas por el autor mencionado como pliocenas, son ahora asignadas al Mioceno medio y superior. Así, las calizas con algas que configuran el relieve tabular de gran parte de la hoja, antes atribuidas al Plioceno, son de edad Turolense (Unidad terminal de la Depresión intermedia). Las unidades infrayacentes a ésta, con facies detríticas de borde de cuenca y facies arcillosas y evaporíticas de centro, abarcarían el Mioceno inferior y medio. Éstas presentan notables variaciones en su espesor, dependiendo de los movimientos en la vertical de su zócalo. El Corredor Manchego corresponde a un depocentro que propició la acumulación de la potente sucesión de las evaporitas cortadas en los sondeos.

2.1.3 Limos, brechas y conglomerados (1) Mioceno inferior y medio

Su único afloramiento se sitúa en el ángulo suroriental de la Hoja. Estos materiales fueron considerados por PÉREZ GONZÁLEZ (1981) como depósitos de un glacis de cobertera plio-cuaternario (Superficie superior de la Llanura Manchega), que desciende desde la plataforma del Campo de Montiel y hace de enlace entre éste y la Llanura Machega, en la Hoja de Tomelloso, situada al sur. Esta unidad aparece con un importante encostramiento carbonatado, que enmascara en gran medida las facies observables en los escasos y pequeños afloramientos de la zona. En algunos cortes realizados recientemente para la mejora del trazado de la carretera de Tomelloso a Ossa de Montiel (hoja de Tomelloso), se observan alternancias

de conglomerados, areniscas y lutitas. Los primeros muestran cicatrices erosivas y fuertes incisiones. Las segundas “*ripples*” de corriente y secuencias granodecrecientes.

En las hojas de Villacañas, Quintanar de la Orden y Campo de Criptana, depósitos análogos -por sus facies y posición morfológica (bordeando la plataforma del Campo de Criptana)- son interpretados como sedimentos de cursos de agua trenzados, con fuertes estacionalidad y pendiente deposicional, que explicarían su rápido paso lateral a facies distales de lutitas y limos con intercalaciones evaporíticas.

Por ello, se propone para esta unidad el paso lateral (y equivalencia cronológica), a la unidad evaporítica que ocupa el depocentro de la Llanura Manchega, descrita en el apartado anterior.

2.1.4. Arcillas con yesos, arenas y limos rojizos (2) Aragoniense-Vallesiense

Esta unidad está constituida por arcillas homogéneas, de color rojo muy intenso, con niveles arenosos esporádicos y de escasa continuidad. En un pequeño afloramiento de una excavación situada 1 Km. al sur de la Casa de la Tahona (ángulo NE de la hoja), estas arcillas aparecen a muro de capas de areniscas amarillentas, microconglomerados y calizas, de las unidades superiores que se describen más adelante.

En los sondeos que figuran en los cortes y columnas de la Hoja, esta unidad alcanza más de 200 m de espesor, con numerosas intercalaciones de yeso y menos frecuentes de calizas. Corresponde a un paso lateral de las unidades d y 1 ya descritas.

2.1.5. Calizas micríticas y calizas rojizas. (2a) Mioceno inferior-medio

Sólo han sido identificadas en el ángulo NE de la hoja, donde representan la continuación de los afloramientos de la misma unidad localizados al norte (Hoja de Campo de Criptana). En estas hojas y en las situadas más al norte, esta unidad da lugar a una mesa estructural, o páramo inferior, por debajo del páramo más elevado, correspondiente a la unidad 5 de esta hoja.

En el sector ya mencionado de esta hoja, esta unidad suele aparecer con su techo enrasando con el nivel correspondiente a la extensa terraza de la llanura aluvial del Campo de San Juan; por cuya razón su delimitación cartográfica sólo cabe realizarse a partir de la presencia de cantos de caliza en los cultivos de la zona. Son calizas micríticas de color muy claro, fractura irregular y porosidad “*fenestral*” en algunos casos.

Estos materiales corresponden a depósitos lagunares producidos en la etapa final del primer ciclo de sedimentación miocena, que finalizó con la retracción de las facies detríticas.

2.1.6. Arcillas con yesos, arenas, limos, calizas micríticas, margas blancas, microconglomerados y calizas micríticas con algas. (3) Mioceno

La designación o número de esta unidad cartográfica engloba todas las unidades cartográficas del Mioceno: 2, 2a, 4 y 5 (ver leyenda del mapa geológico). Éste es su significado en el ángulo NO de la hoja y los márgenes de la vaguada por la que discurre el cauce del Guadiana, donde la baja calidad de los afloramientos sólo propicia el hallazgo de fragmentos rocosos de las unidades mencionadas, pero no permite su delimitación cartográfica. Las descripciones de las diferentes litologías aparecen en los apartados correspondiente que preceden y siguen a éste.

2.1.7. Margas blancas, areniscas y microconglomerados cuarcíticos. Unidad Superior (4) Vallesiense-Turolense

La unidad 2a es cubierta por los materiales más blandos de ésta, lo que propicia su desmantelamiento y la formación del aludido “páramo inferior” sobre aquella. Dentro de la Hoja no se han localizado afloramientos que permitan el reconocimiento de dichos materiales, puesto que aparecen cubiertos por los derrubios de las pequeñas laderas debidas al páramo superior.

Sólo puede identificarse su existencia por la presencia de bloques dispersos de areniscas y microconglomerados y por la coloración blanquecina de los taludes, debida al componente margoso de este tramo.

En las hojas de Quintanar de la Orden y de Villacañas estos materiales, junto con los que culminan la sedimentación miocena (calizas de Páramo), han sido considerados como unidad del Páramo, discordante sobre las unidades infrayacentes. En ellos, las facies detríticas han sido identificadas como depósitos de un sistema fluvial que discurriría en sentido N S. En la cuenca de Madrid este sistema presenta una amplia dispersión y fue designado como “sistema fluvial intramioceno” (CAPOTE, R. y CARRO, S., 1968).

Se trata de areniscas y microconglomerados con clastos de cuarcita y caliza, cementados fuertemente por un carbonato envejecido y con abundante matriz arenosa. Las arenas están pobremente seleccionadas, con porcentajes muy irregulares de limo + arcilla. Los análisis de minerales pesados dan la asociación turmalina-circón, con estauroлита y rutilo como accesorios. En conjunto presentan tonalidades blanquecinas, amarillentas y rosadas en ocasiones. Son frecuentes las cicatrices erosivas, granoselección positiva y laminaciones cruzadas

Las facies anteriores pasan en sentido lateral a margas blancas con intercalaciones de margocalizas, cuyo espesor en la hoja no supera los 2 o 3 metros. La ausencia de afloramientos sólo ha permitido identificar las delgadas intercalaciones de margocalizas al pie de los reducidos escarpes del páramo.

2.1.8. Calizas micríticas con algas y calizas negras. Unidad Superior (5) Turolense

Esta unidad proporciona el afloramiento más extenso de la Hoja, si bien en su mayor parte aparece cubierta por el encostramiento de lo que se conoce como Superficie inferior de la Llanura Manchega (PÉREZ GONZÁLEZ, A., 1981). Aparece salpicada por numerosas depresiones (dolinas) con cierto control estructural en relación con algunas fracturas fotodetectadas.

Esta unidad puede observarse en el ángulo NE de la hoja y en las laderas del cauce del río Guadiana y otros cursos principales, así como en las zanjas de las canalizaciones (Ej. corte de la Ermita de la Virgen de las Viñas)

Está constituida por calizas con algas, margas y margocalizas de color blanco. En ocasiones, la abundancia materia orgánica sindeposicional confiere una tonalidad negruzca a las mismas. En la mayor parte de los casos son calizas micríticas y dolomicríticas con rizolitos de esparita, (hasta 60%), granos de cuarzo corroidos, “caliches glaeubles”, microcodinas, cogonios y filamentos de algas. Presentan, además moldes de fósiles. Esta unidad presenta una intensa karstificación, destacando la abundante “terra rossa” que rellena fracturas y cavidades.

Su ambiente de deposición es propio de áreas lacustres someras, con períodos de exposición sub-aérea (brechificación-nodulización) y con indicios de una carbonatación diagenética importante.

2.2. FORMACIONES EDÁFICAS PLIOCUATERNARIAS

Como ya se ha mencionado, las costras calcáreas cubren la mayor parte de la superficie de la Hoja, desarrollándose sobre las unidades 1 y 5, cuyo techo corresponde a las superficies Superior e Inferior de la Llanura Manchega, respectivamente (designaciones de PÉREZ GONZÁLEZ, 1981). Así mismo, también presenta un notable desarrollo sobre los abanicos planos (unidades 6 y 10) que enlazan con las dos unidades anteriores, en el área de Argamasilla de Alba y Tomelloso.

Pese a su gran extensión, se ha optado por la no identificación de la costra calcárea como unidad cartográfica y estratigráfica, ya que habría enmascarado la extensión real y naturaleza de las unidades subyacentes 1 y 5. Por otra parte, también se ha contemplado su carácter epidérmico y origen principalmente edáfico

Los pequeños escarpes que deja la incisión de la red fluvial permiten observar cortes con perfiles formados por una base carbonatada pulverulenta y blanquecina que pasa a techo a carbonatos nodulares y a láminas micríticas compactas bandeadas y multiacintadas de tonos beige o rosados.

El análisis petrológico de esta costra laminar indica altos porcentajes de micrita (hasta 75%), con zonas esparíticas (hasta el 40%) resultado de la acción algácea y edáfica, con contenidos de cuarzo (5-15%), opacos (10%) y limos (10%). Esta composición queda reflejada en los análisis de fluorescencia de rayos X, en los que predomina el CaCO_2 , con pequeñas cantidades de SiO_2 y Al_2O_3 .

La edad de estas costras fue atribuida por Pérez González (1981) al Pleistoceno Inferior, por la posición geomorfológica de la superficie de erosión asociada, que afecta al Plioceno Superior y es tapizada por los abanicos del Pleistoceno más moderno, en opinión de este autor. No obstante, tanto las edades del encostramiento como de los abanicos mencionados, bien podrían abarcar un periodo temporal que comprendería el Plioceno y parte de Pleistoceno, tal como se argumenta en los apartados dedicados a la evolución geomorfológica e Historia Geológica.

2.3. CUATERNARIO

Los estudios previos de mayor interés sobre el cuaternario de la región son los de MOLINA (1974, 1975) y PÉREZ GONZÁLEZ (1979, 1981). El primer autor se centra en los campos de Calatrava y Llanura Manchega occidental, mientras el segundo trata sobre la Plataforma morfoestructural de Campo de Montiel y la Llanura Manchega central y oriental.

2.3.1. Gravas, arenas y arcillas. Abanicos aluviales del Alto Guadiana y abanicos aluviales de Campo de Montiel. (6) Plio-Pleistoceno

Dentro de este apartado se han incluido materiales pertenecientes a abanicos que han venido funcionando en diferentes épocas de una manera intermitente pero continua. A pesar de la imprecisión debida al relieve plano y a la semejanza litológica.

Afloran en el sector meridional de la Hoja, donde enlazan con la Superficie Inferior de la Llanura Manchega y en parte la tapizan. En esta zona corresponden a las partes distales de los grandes abanicos que nacen más al sur, al pie de los relieves de Campo de Montiel, dentro de la Hoja de Tomelloso.

No existe ningún corte sobre estos materiales de especial mención, por lo que no se puede precisar ni la potencia ni su estructuración interna. Están compuestos por elementos detríticos: gravas, arenas y arcillas y por carbonatos encostrados. Presentan secuencias de abanicos, con barras de cantos de calizas, lentejones de arena con estratificación cruzada, limos y arcillas y, a techo los encostramientos calizos.

El tamaño de los cantos tiene un centil de 20 cm. y una media de 3,5 cm. Son en su mayor parte calizos (80%). El resto son de cuarzo y cuarcita. Como minerales pesados presentan la asociación circón-turmalina y en menor proporción andalucita.

No parece que las condiciones climáticas actuales sean las responsables de la generación de estos abanicos, debido tanto a su forma como a su litología. El único corte de detalle existente en el abanico del Guadiana alto, lleva a considerar que el flujo era de agua clara, con caudales más o menos perennes, dentro de un contexto de mayor humedad, acercándose a los abanicos aluviales de tipo húmedo.

La edad de estos depósitos es muy imprecisa. Deben de situarse en un período que abarca desde el Plioceno hasta el Pleistoceno superior.

2.3.2. Gravas y arenas. Terraza fluvial (7). Pleistoceno inferior

Elevada 3 a 4 m. sobre la llanura aluvial de San Juan aparecen restos de una antigua terraza aluvial. Se localizan exclusivamente en el borde nororiental de la hoja y su límite aparece como un borde de terraza muy degradado, lo que imposibilita su observación y descripción detalladas. En ella predominan los cantos cuarcíticos sobre los calizos.

Por su posición elevada sobre la llanura aluvial de San Juan, su edad debe situarse en el Pleistoceno Inferior.

2.3.3. Gravas, arenas, limos y cantos poligénicos. Llanura aluvial de San Juan o terraza fluvial (8). Pleistoceno medio-superior

Situada en la mitad norte de la Hoja, los mejores cortes de esta unidad se encuentran en una de las numerosas canteras abiertas para la explotación de áridos, como la situada al SE de Los Arenales de San Gregorio, donde se han identificado de muro a techo los siguientes términos:

- Sustrato, en ocasiones fuertemente erosionado, formado por margas calco-arcillosas afectadas por proceso de pseudogleyización, con colores verdosos y amarillentos.
- 0'6 m.: depósito de fondo de canal, mal estructurado, con cantos de tamaño medio (2 y 3 cm) y matriz arenosa. Encima de una cicatriz erosiva se apoyan sedimentos eólicos, constituidos por arena fina a media, moderadamente clasificada, con laminaciones de gravillas.

- 0'7 m.: coset de arena fina a gruesa con un nivel de gravilla entre 0,5 y 2 cm.
- 0'5 m.: paleocanal relleno con gravas (diámetros 3 o 6 cm), sin una clara orientación y escasa matriz arenosa.
- 1'6 m.: barra de canal, cantos de 3 a 5 cm, con laminación oblicua. Sigue una rápida alternancia de sets de arena gruesa, con diversa proporción de cantos y gravilla en las láminas. El set superior está cementado.
- 0'7 m.: nueva barra formada por gravas y gravillas de tamaño entre 1 y 4 cm, con laminación oblicua y matriz arenosa. Hacia la parte superior aumenta la proporción de arena.
- 0'6 m.: sobre una línea de cantos que pavimenta una cicatriz erosiva, aparecen gravas y gravillas sin ordenación aparente, de origen coluvionar. A techo hay una línea de cantos que da paso a un suelo.

Por otra parte, esta misma unidad ha sido atravesada por dos sondeos mecánicos: al oeste, el sondeo 1 (La Raja) corta 8 m. de arenas y arcillas, al este, el sondeo 5 (Tomelloso I) atraviesa 4 m. de gravas, seguidos hacia abajo por una sucesión de arcillas margosas con diferentes niveles de encostramientos que pueden ser miocenos. El sondeo 2 también corta 5'5 m. de materiales detríticos correspondientes a esta unidad.

Los perfiles edáficos realizados en esta unidad constatan la existencia dentro de la misma de varios suelos fósiles de pequeña extensión. Uno de ellos corresponde a un paleosuelo pardo con rasgos hidromórficos, formado en pequeñas depresiones endorreicas, en momentos de estabilidad. Tras la sedimentación de esta unidad, en superficie se formó un suelo poco evolucionado, con un horizonte A gris y uno cálcico, con encostramientos y rizolitos reticulares.

En general, la Unidad de la Llanura aluvial de San Juan está formada por materiales detríticos: arenas, gravas, cantos poligénicos y limos. La mayoría de los cantos tienen un tamaño comprendido entre 2 y 4 cm.

Existe una polaridad en cuanto a la litología de los cantos. Al oeste, la cuarcita es mayoritaria (62%) mientras al este lo es la caliza (hasta 98%). Los cantos de cuarzo y sílex son minoritarios. La forma de los cantos es subangulosa. Algunos de cuarcita están encostrados, mientras que los de caliza apenas se muestran alterados. El cuarzo es el mineral más abundante (48-93%), seguido por los carbonatos (5-49%). Los feldespatos están prácticamente ausentes. Dentro de los minerales pesados domina la turmalina (75-85%), con estauroлита, circón, rutilo y granate como minoritarios (0-11%).

Los materiales de esta unidad se depositaron, en la llanura aluvial de un río mucho mayor que el actual. Los yacimientos de industria lítica situados sobre estos sedimentos dan una edad Paleolítico superior.

2.3.4. Arcillas y limos pardos con cantos calizos. Fondo de dolina (9) Pleistoceno superior-Holoceno

Las numerosas depresiones kársticas producidas en los materiales calizos del Mioceno superior, aparecen rellenadas con "*terra rossa*" de decalcificación y, en ocasiones, por limos oscu-

ros, debidos al funcionamiento de estas depresiones como áreas endorreicas.

2.3.5. Arenas, limos y gravas. Abanicos aluviales (10) Pleistoceno superior-Holoceno

Los arroyos procedentes de Campo de Montiel atraviesan la costra calcárea de la Superficie S₂ (páramo) y van a desembocar en la llanura aluvial de San Juan, depositando sedimentos detríticos que dan formas de abanicos aluviales, adosados al escarpe E-O que cruza esta Hoja.

Son depósitos compuestos fundamentalmente por arenas, limos y arcillas, con porcentajes variables de detríticos gruesos, principalmente cantos de cuarcita, caliza, dolomía y costras calcáreas. El mineral mayoritario es el cuarzo (80%) con feldespato potásico y carbonatos en menor proporción. Dentro de los minerales pesados destaca la asociación turmalina-circón.

Un perfil edáfico de 5 m. realizado en el abanico correspondiente a la entrada del río Guadiana en la llanura de San Juan, presenta a techo un horizonte arenoso-limoso con caliza y gravilla, seguido por una serie detrítica, en la que alternan arenas, gravillas, limos y arcillas, con diversos encostramientos, en los que se observan *microcodium*, rizolitos y "*caliches glaebules*".

Los dos sondeos localizados sobre este abanico dan unas pobres descripciones de la parte superficial y no permiten conocer características ni la potencia aproximada de la unidad.

Estos abanicos fueron considerados como abanicos aluviales en cascada por PÉREZ GONZÁLEZ (1981). Tienen las menores pendientes (1-2%) calculadas para los abanicos manchegos y están alimentados por corrientes que tienen su origen en los sectores distales de los abanicos planos del borde de Campo de Montiel, por ruptura del nivel piezométrico en las extremidades de dichos abanicos, y concentración del flujo en las líneas de máxima pendiente. La erosión posterior produciría hondonadas planas surcadas por canales sinuosos que se entrecruzan y que causarían diversos encostramientos.

2.3.6. Limos negros y evaporitas. Áreas pantanosas (11) Pleistoceno superior-Holoceno

Estos depósitos son producto del endorreísmo que caracteriza La Mancha, que PÉREZ GONZÁLEZ (1981) denominó como Playas equivalentes a "*Sebkhas*" continentales o a estepas "*halo-gypsófilas*". Recientemente han sido objeto de un nuevo trabajo en el que se les integra dentro de la evolución geomorfológica del área (RODRÍGUEZ GARCÍA, J. y PÉREZ GONZÁLEZ, A., 1999).

Se localizan sobre la Llanura Aluvial de San Juan, de forma dispersa o relacionados con el río Záncara. Como consecuencia de las escasas pendientes y profundidad de los cauces del río Záncara y de la acequia de Socuéllamos, se originan desbordamientos en épocas de lluvia, que anegan amplias zonas, con aguas ricas en SO₄= y Ca⁺⁺ y, en menor proporción en Mg⁺⁺ y Cl⁻, originando durante la desecación una sedimentación de fangos y evaporitas.

Estos depósitos están constituidos por limos, arcillas, evaporitas y algunos carbonatos (dolomita y calcita). Las evaporitas son sulfatos (yeso, epsomita, hexahidrita, etc.) y cloruros (halita principalmente), que se concentran en los niveles superficiales.

Un perfil edáfico realizado cerca de la Casa de Martín, da un espesor de 1 m. de limos con yesos y costras calizas. Se observan microestructuras laminares constituidas por gránulos

pequeños de CaCO_3 entremezclados con yeso, estando todo el conjunto impregnado de materia orgánica que imprime localmente un tono gris oscuro. Destaca la intensa actividad posterior de la fauna edáfica que genera canales y edafotúbulos, rellenos por cristales de yeso.

El mecanismo principal de génesis es la inundación superficial, aunque también se han de considerar otros procesos como las subidas del nivel freático, que son especialmente importantes en el origen de las playas situadas en las partes distales de los abanicos aluviales o en las áreas interdunares.

Las playas son asignables al Holoceno, por su relación con los depósitos eólicos y con la llanura aluvial de San Juan, aunque el endorreísmo que ha causado estos depósitos debe de haber actuado durante todo el Cuaternario, puesto que se han encontrado yesos intercalados en los depósitos de la Llanura Aluvial de San Juan).

2.3.7. Limos y arcillas con cantos. Coluviones (12) Pleistoceno superior Holoceno

Estos depósitos están asociados a los pequeños escarpes en los sedimentos miocenos, producidos por la tenue incisión de la red hidrográfica, de la que destaca el escarpe lineal que separa el Páramo, o superficie inferior de la Llanura Manchega, de la Llanura Aluvial de San Juan.

Son materiales detríticos sueltos: cantos retrabajados de cuarcita, caliza, costra de carbonato, cuarzo, etc., dentro de una matriz arenosa-limosa. Apenas representan un ligero tapiz y en algunos puntos permiten el afloramiento de los depósitos infrayacentes.

2.3.8. Limos y arenas. Manto eólico. (13) Pleistoceno superior Holoceno

Las dunas y mantos de arenas eolizadas, ocupan amplias extensiones en la llanura manchega, desde el valle del río Júcar hasta Villarta de San Juan.

PÉREZ GONZÁLEZ (1981) los divide en cinco ámbitos geográficos, denominando sector Llanura de San Juan el de la Hoja de Arenales de San Gregorio. Son éstos los arenales más importantes, extendiéndose por el norte de la Hoja y en las colindantes al norte y oeste. Están compuestos por diferentes facies, que se pueden agrupar en dos: una subfacies arenosa, donde la fracción limo-arcilla (0'063 mm.) es baja (6%) y otra limosa, formada por arenas enriquecidas con limo y arcilla, hasta el 50 % de la muestra. En esta Hoja predomina esta última, con un porcentaje medio de la fracción limo-arcilla entre 10 y 30 %, porcentaje que aumenta hacia el Este, donde alcanza el 60 %. Son arenas pobremente clasificadas, salvo las más arcillosas. El tamaño medio oscila entre 0'1-0'3 mm, con dos modas: 0'250-0'125 mm. y 0'5-0'25 mm. Apenas hay granos superiores a 1'6 mm., aunque ocasionalmente se han encontrado algunos superiores a 4 mm. Sorprende el elevado porcentaje de arcilla en todas las muestras, siendo minoritario el tamaño limo.

Las curvas granulométricas acumuladas en escala de probabilidad se ajustan a dos o tres segmentos que indican una mezcla de poblaciones, correspondientes probablemente a transportes por rodadura, saltación y suspensión. La población saltación está bien diferenciada en todas las curvas. Esta mezcla de poblaciones indica que estas arenas no son de tipo loess.

El color de los depósitos eólicos está comprendido dentro de la gama del HUE 7'5 YR y está relacionado con su granulometría. Los más arenosos son pardo-amarillentos, pardos o pardos claros, mientras que los más arcillosos son rosados o gris rosados.

Casi siempre el cuarzo es el mineral mayoritario (70%), seguido por los carbonatos (23%). En muchas ocasiones, el cuarzo es el único elemento principal y en otras predominan los carbonatos, debido en gran parte a procesos edáficos con actividad biológica. La proporción de feldespato es variable, pudiendo ser el segundo en abundancia. Las plagioclasas están prácticamente ausentes. Los minerales pesados, presentan una escasa concentración (0'3% en peso), siendo dominantes la turmalina (57%) y el circón (18%), apareciendo también estaurolita, andalucita, sillimanita, epidota, anfíboles, piroxenos, apatitos y granates. Las turmalinas tienen entre 0'07 y 0'9 mm. y son subredondeadas. Los circones son ovoides y miden entre 0'05 y 0'3 mm.

Los granos de cuarzo son, en general, subredondeados mates (signo de acción eólica) y subangulosos brillantes.

El origen de las arenas eólicas en la llanura aluvial de San Juan hay que buscarlo en los depósitos aluviales dejados por el río Guadiana durante el Cuaternario, en el Mioceno, con su diversidad de facies, y en los abanicos aluviales que orlan Campo de Montiel, tal como muestran sus asociaciones mineralógicas (presencia de circón, granate y rutilo en proporciones relativas altas y aumento de los carbonatos, en detrimento de los cuarzos, respecto a otras zonas de dunas).

Su edad abarca desde el Pleistoceno superior hasta la actualidad, ya que en la Llanura Aluvial de San Juan se han encontrado depósitos eólicos sepultados bajo un suelo relativamente maduro.

2.3.9 Arenas y limos con cantos. Fondo de valle. (14) Holoceno

Corresponden a los depósitos de los pequeños arroyos de la zona y de los ríos Záncara y Guadiana, que forman valles amplios y poco encajados.

En ocasiones, la formación de estas vaguadas parece estar controlada por procesos kársticos de disolución.

2.4 GEOFISICA Y SONDEOS

2.4.1. Geofísica

2.4.1.1. Magnetismo

En el mapa de anomalías de campo magnético residual (Fig. 1), (IGME, 1986), se observa una zona con un contraste destacable de valores, variando desde 3.000 a 2.885 gammas. A pesar de ser un mapa incompleto, puede apreciarse como las anomalías presentan máximos con orientación E-O, lo que equivaldría a la existencia de discontinuidades en el zócalo con la misma dirección.

Estas anomalías tienen un carácter estructural y su existencia también ha sido detectada por otros métodos (gravimetría y perfiles geoelectricos).

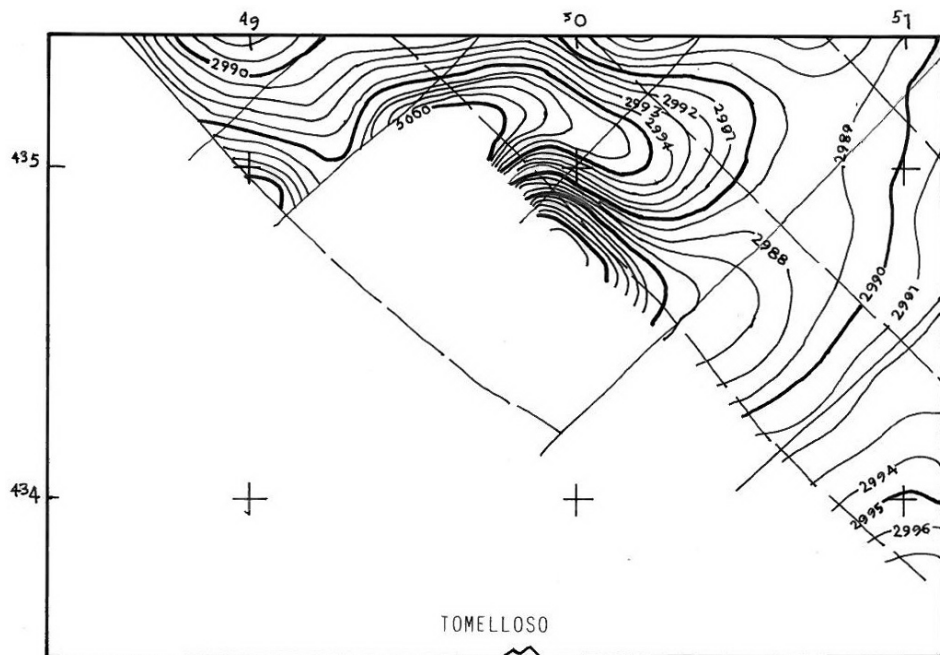


Fig. 1.- Campo magnético residual.

2.4.1.2. Gravimetría

El mapa de anomalías de Bouguer (esquema adjunto al mapa) (IGME, 1987) muestra una disminución general en los valores hacia el N, indicando que el basamento se hunde en esa dirección, a favor de fallas con dirección aproximada E-O. Destaca el apretamiento de las isolíneas en la zona central, coincidiendo a grandes rasgos con el gran escarpe que cruza la Hoja de E a O. Este descenso hacia el norte, se ve alterado en el ángulo NE de la Hoja, donde las isolíneas giran hacia la dirección NO-SE. Este giro es debido a la existencia de pliegues en los materiales mesozoicos de la Sierra de Altomira, de dirección NO-SE, que se prolongarían hacia el Sur, debajo del Cenozoico manchego. Estos pliegues afloran en la prolongación hacia el NO de estas anomalías gravimétricas, ya en la Hoja de Campo de Criptana.

2.4.1.3. Geoelectricidad

A partir de los cortes geoelectrónicos existentes (C.G.S., 1975; ENADIMSA, 1988) y de la información de los sondeos mecánicos, se han identificado las principales unidades geológicas del subsuelo que aparecen representadas en los perfiles geológicos que acompañan a esta hoja.

Se distinguen la unidad caliza 1 (Fig. 2), la cual aumenta de potencia de Norte a Sur, pasando de unos 80 m hasta su desaparición.

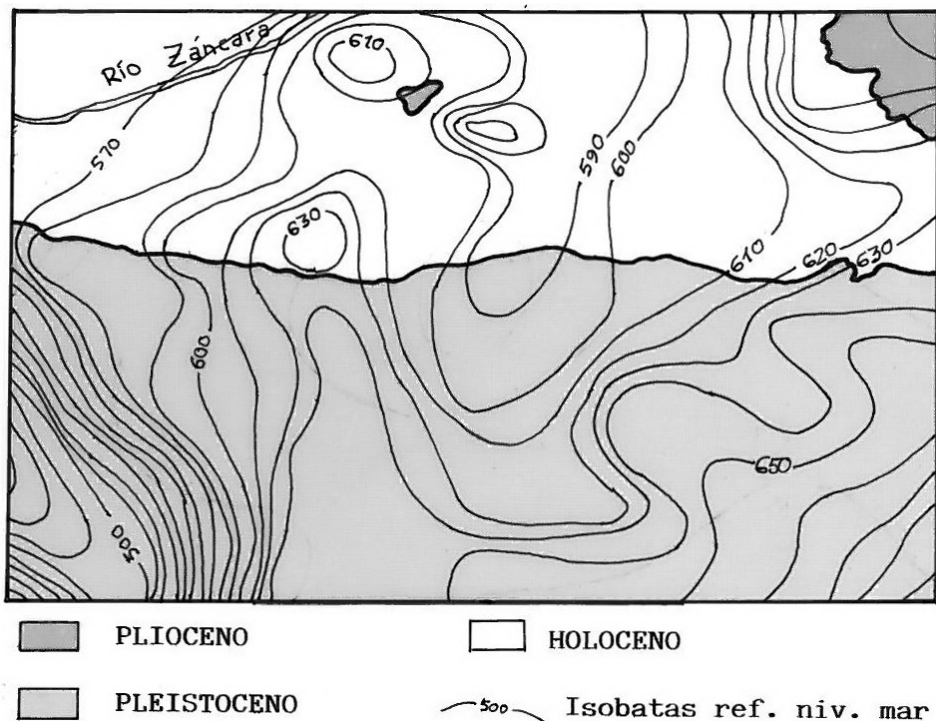


Fig. 2.- Isobatas del muro de la formación carbonatada pliocena.

Dentro de la serie terciaria hay tramos evaporíticos que producen una fuerte variabilidad en la respuesta eléctrica, lo que añade errores no controlables en la confección de los cortes geoelectricos, puesto hacen de pantalla y enmascaran los materiales infrayacentes, dificultando su detección.

El techo del Mesozoico se identifica especialmente en la mitad meridional, como techo del Jurásico, debido a las características detrítico-arcillosas del Cretácico.

Dado el carácter margoso del techo del Cretácico y el apantallamiento de los tramos evaporíticos, el Cretácico presenta una respuesta geoelectrica similar, en muchos casos, al Terciario suprayacente, siendo difíciles de separar en la mayoría de los casos.

El mapa de isobatas del techo del Mesozoico (Fig. 3) muestra una tendencia de hundimiento hacia el centro de la Hoja, tanto en sentido sur-norte, en la parte meridional, como norte-sur en la parte septentrional. El hundimiento hacia el S contradice los datos gravimétricos, Aunque podría ser debido al hundimiento hacia el S de un material poco denso y muy resistivo, características que cumple un Trías salino, quizás similar al que aflora extensamente en la zona de Campo de Criptana.

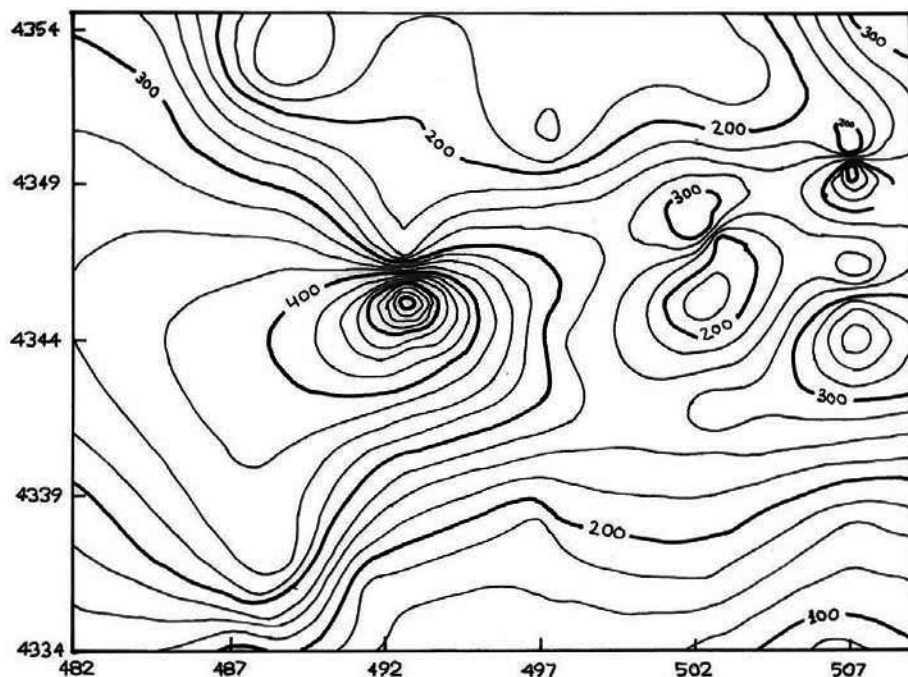


Fig. 3.- Isobatas del zocalo resistivo.

Estos hundimientos parecen producidos por fallas de dirección general E-O junto con otras de dirección NE-SO.

Finalmente, el ángulo NE de la Hoja se caracteriza por la presencia de numerosos máximos y mínimos que están en relación con los pliegues mesozoicos ya mencionados en el apartado de gravimetría.

2.4.2. Sondeos

Son muchas las perforaciones que se han realizado en la zona debido a la gran demanda de cultivos de regadío. Pero la mayoría de estos sondeos no han sido de gran utilidad por la falta de datos precisos.

A continuación se describen aquellos sondeos con información útil, aunque en algunos casos poco precisa:

SONDEO 01: LA RAJA

0-7 m.	Arenas y arcillas: Cuaternario. Llanura aluvial de San Juan.
7-35 m.	Arcillas con alguna intercalación de yesos:
35-70 m.	Calizas lacustres blancas. Niveles travertínicos
70-71 m.	Arcillas

SONDEO 02: CASA VIEJA

- 0-1'5 m. Suelo: Holoceno
1,5-6 m. Arenas predominantemente silíceas: Pleistoceno sup-Holoceno. Gravas, gravillas y arenas gruesas, con matriz arcillosa: Pleistoceno medio (8)
11-16 m. Margas, color verde. Costra calcárea: Neógeno-Pleistoceno (e)
16-18 m. Calizas color claro: Neógeno (5)
18-22 m. Arcillas y limos con yeso: Neógeno (d)
22-61 m. Calizas blancas, aspecto travertínico. Presentan moldes de disolución de yesos, rellenos de margas amarillas y recristalizaciones de calcita: Neógeno (d).
61-72 m. Arcillas rojas: Neógeno (d)
72-258 m. Yesos con contenido en arcillas: Neógeno (d)
258-260 m. Niveles de cantos: posible Oligoceno (c)

SONDEO 03: CASA DEL TEJADO

- 0-4 m. Arenas silíceas: Holoceno (10)
4-7 m. Detrítico grueso: Holoceno (10)
7-8 m. Costra conglomerática: Pleistoceno ?
8-26 m. Caliza lacustre color gris: Neógeno (5)
26-36 m. Margas verdes y blancas: Neógeno-Pleistoceno (4?)
36-51 m. Calizas lacustres, color gris travertínicas, porosas: Neógeno (3?)
51-65 m. Costra caliza conglomerática: Neógeno (2?)
65-120 m. Arcillas rojas con algo de yeso con moldes de disolución: Neógeno (2)
120-260 m. Anhidritas con yesos en las fracturas: Neógeno (d)
260-264 m. Arcillas y margas: Neógeno (d)
264-268 m. Nivel de cantos de cuarcita: Oligoceno (c)
268-280 m. Arcillas rojas con niveles de margas verdes: Oligoceno (b)
280-282 m. Calizas: Cretácico (b)
282-288 m. Arenas cuarcíticas con cantos: Albense (b)
288-294 m. Cantos y arcillas: Cretácico (b)
294-295 m. Calizas beige: Jurásico (Lías) (b)

SONDEO 04: CORAGUA TOMELLOSO

- 0-1 m. Suelo: Pleistoceno Superior- Holoceno (6)
1-2 m. Margas: Plioceno Superior- Pleistoceno (6 o 5)
2-8 m. Margas y margas calcáreas: Mioceno (4?)
8-51 m. Arcillas rojas hacia la base con algún canto: Neógeno (2)
51-66 m. Arcillas rojas con alguna intercalación caliza: Neógeno (2)
66-104 m. Arcillas rojas con algunos cantos más abundantes hacia la base: Neógeno (2)
104-116 m. Margas versicolores alguna intercalación detrítica. Paleosuelos: Neógeno ? (2)
116-130 m. Margas versicolores. Neógeno? (2?)
130-166 m. Margas verdes, con intercalación calcáreo-margosa: Cretácico Superior ? (b)

SONDEO 05: TOMELLOSO I

- 0-5 m. Costra calcárea detrítica: Pleistoceno Superior
5-60 m. Arcillas margosas con finos nivelillos de areniscas calcáreas beige-rojizas (ferru-

- ginosas) y pasadas de arcillas margosas marrones oscuras con indicios de yeso: Neógeno superior (2)
- 60-62 m. Calizas arenosas ferruginosas: Neógeno (2)
- 62-171 m. Arcillas ferruginosas de tonos ocre y rojos. Hay presencia de yeso esporádicamente y nivelillos de areniscas calcáreas: Neógeno (2?)
- 171-174 m. Calizas granudas cristalinas y blanquecinas: Neógeno (d)
- 174-231 m. Calizas granudas cristalinas y presencia de yesos laminares: Neógeno (d)
- 231-275 m. Arcillas rojas ferruginosas con indicios de yesos laminares: Neógeno (d)
- 275-330 m. Arcillas rojas con mayor contenido en yesos. Se aprecian abundantes ripios de yeso laminar: Neógeno (d)

3. TECTÓNICA

3.1. TECTÓNICA REGIONAL

La Hoja 739 está encuadrada en la parte central del Surco Manchego, que se prolonga en dirección E-O y separa los afloramientos mesozoicos de la Sierra de Altomira y Campo de Criptana (al norte) de los del Campo de Montiel (al sur). Hacia el oeste da paso a los materiales paleozoicos de Montes de Toledo y Ciudad Real. Por tanto, a escala regional están presentes 3 unidades estructurales:

- *Conjunto hercínico*: en el ciclo alpino presenta un reajugo de los accidentes NO a ONO y ENE, que compartimentan este conjunto y controlan la sedimentación y deformación de los materiales más modernos.
- *Conjunto alpino preorogénico*: constituido por los materiales mesozoicos y paleógenos deformados en la orogenia Alpina. Hacia el norte, en el dominio de la Sierra de Altomira, existe un plegamiento bien definido de materiales mesozoicos, cuyos ejes siguen una dirección submeridiana, mostrando numerosos giros antihorarios. Hacia el sureste adoptan una dirección NO (típica celtibérica) e incluso E. El estilo de plegamiento varía de N a S. Al Norte los pliegues son más apretados y vergentes al oeste, resolviéndose a veces en cabalgamientos. Al sur adquieren una forma más encofrada, disminuye la vergencia y aumentan los giros de los ejes, a la vez que el conjunto de pliegues de Altomira se abre en abanico (SÁNCHEZ SORIA, 1973).

Campo de Criptana, en el extremo SO de Altomira, y Campo de Montiel, al sur de la Llanura Manchega, son dos plataformas constituidas fundamentalmente por materiales del Triásico y Liásico, con una deformación menor que la del dominio de la Sierra de Altomira. Así mismo contrasta el plegamiento N-S a NO-SE de Altomira-Cordillera Ibérica, con las direcciones ENE a NE del Prebético.

La conexión de Campo de Criptana y Sierra de Altomira con Campo de Montiel, queda oculta bajo la Llanura Manchega. En las proximidades de Villarobledo existen materiales mesozoicos con pliegues NO-SE, lo que indica la continuidad de las estructuras Altomira hacia el Sur. La diferencia de estilos entre ambas plataformas y la Sierra de Altomira lleva a suponer a GARCÍA ABBAD (1975) la existencia de unos accidentes que, a nivel del zócalo hercínico, separan estos dominios (Fig. 4). A este respecto se ha de reseñar el corte geológico de Altomira realizado por Hispanoil en 1974 a partir de los datos de sondeos profundos y de sismica de reflexión. En ese corte, la Sierra de Altomira es interpre-

tada como un dominio trasladado hacia el Oeste a favor de los niveles plásticos de Trías. Una rampa frontal podría separar esta zona alóctona de la autóctona de Campo de Criptana. La rampa lateral del cabalgamiento estaría oculta bajo la Llanura Manchega.

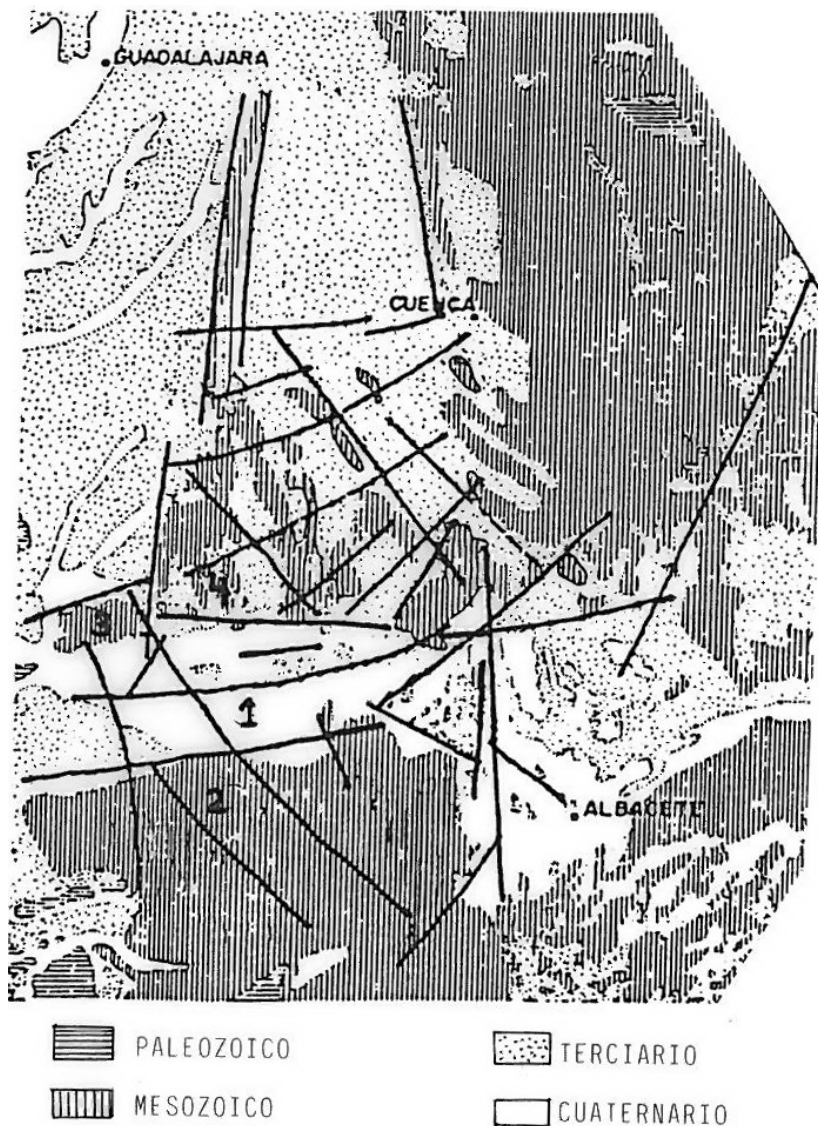


Fig. 4.- Situación de los accidentes del basamento. 1: La Mancha; 2: Campo de Montiel; 3: Campo de Criptana; 4: Sierra de Altomira. (Modificado de GARCÍA ABBAD, 1975).

La más destacable es el escarpe de la Superficie inferior de la Llanura Manchega sobre la llanura aluvial de San Juan. Su trazado rectilíneo atraviesa la Hoja de E a O continuándose en las hojas colindantes. Además, dicho escarpe está asociado a una serie de abanicos aluviales. Todo ello sugiere un control estructural de dicho escarpe por fallas próximas a la dirección E-O, que causarían el hundimiento y relleno de las zonas deprimidas.

En relación con dicho escarpe la fotointerpretación detallada muestra su posible relación con una zona de fractura de dirección N 100° E, deducida de la orientación de dicho escarpe en la mitad occidental de la hoja y de su prolongación hacia el E como un accidente que coincide con una vaguada rectilínea y diversas dolinas alineadas.

Otras fracturas menores también fueron deducidas a partir de su relación con dolinas (con direcciones preferentes NE y NO).

Las anomalías de Bouguer dibujan una superficie que “cae” hacia el N-NNE a razón de 1 mgal/Km, sugiriendo un paulatino hundimiento del zócalo en dicha dirección. Inmediatamente al Sur de la Alameda de Cervera se observa un espaciado menor entre las isolíneas, que podría relacionarse con el escarpe morfológico. Sin embargo, este último se sitúa más al Norte y por tanto, de existir dicha relación, la fractura asociada al escarpe buzaría hacia el Sur.

Al Noroeste de la Hoja existe un máximo gravimétrico alargado en la dirección NO, que se hace especialmente patente hacia el N, prolongándose hasta el límite de Campo de Criptana con la Sierra de Altomira. Este máximo gravimétrico parece corresponder al contacto entre las plataformas tabulares y dicha sierra.

El estudio eléctrico aporta más datos en relación con la posible falla del escarpe. En él se aprecia un hundimiento del zócalo resistivo al sur de dicha falla. Otra falla más meridional, con buzamiento al N, delimita con la anterior un graben central en el Surco Manchego. Ninguna de estas fallas alcanza claramente la superficie. El juego de las mismas parece controlar la deposición de las anhidritas terciarias.

3.3. EDAD DE LAS DEFORMACIONES

Las fracturas descritas anteriormente están involucradas, mediante juegos normales, en el hundimiento de las unidades mesozoicas. No se descarta su posible actuación anterior, afectado con el mismo juego al zócalo paleozoico durante la etapa de flexura del aulacógeno ibérico y durante las fases orogénicas alpinas. Más evidente es su funcionamiento como fallas normales durante las fases distensivas tortoniense e Iberomanchega I (se han citado hasta 400 m. de neógeno superior en sondeos en la Llanura Manchega oriental).

En el Pleistoceno se produce el basculamiento hacia el NO de la Superficie inferior. También de esta época data la formación del escarpe morfológico E.O, posiblemente por el juego de la fractura detectada por geofísica. La disposición de los materiales cuaternarios sugiere un hundimiento del bloque norte, lo que apunta a un posible juego de falla con componente inversa en el cuaternario, pudiendo estar en relación con la actual compresión en el área Bética. Sin embargo, la falta de pruebas más determinantes permite contemplar otro mecanismo en la formación del escarpe: un basculamiento seguido de erosión diferencial.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. ANÁLISIS MORFOGRÁFICO

4.1.1. Estudio morfoestructural

La Hoja de Arenales de San Gregorio está encuadrada plenamente dentro de la Unidad Morfológica de la Llanura Manchega. Esta una unidad ha recibido diversas denominaciones: Llanura manchega, Depresión manchega, Cuenca manchega, Corredor manchego, Surco longitudinal Este-Oeste.

Comprende parte de las provincias de Toledo, Cuenca, Albacete y Ciudad Real. Para PÉREZ GONZÁLEZ (1982), “la Llanura manchega se extiende desde el Valle del río Júcar hasta Ciudad Real, haciendo frontera con Campos de Calatrava. Al Norte las estribaciones occidentales de los Montes de Toledo y los de la Sierra de Altomira; Campo de Montiel, al Sur”. A su vez, divide esta amplia extensión en Llanura manchega Oriental, Central y Occidental.

La Hoja aquí tratada se sitúa en la Zona Central, quedando alejados de ella los relieves paleozoicos y mesozoicos. Es fiel representante de La Mancha, ya se tiene un relieve muy llano, cuyas cotas oscilan entre 640 y 695 m. Con base en la topografía se diferencian dos subzonas separadas por el *eskarpe de San Juan* (inferior a 10 m.) que atraviesa la Hoja de E a O por su parte central. La subzona meridional está ligeramente basculada al NO, pasando de 695 m al SE. a 650 m. al NO. La subzona septentrional es casi una superficie horizontal rondando los 640 m., interrumpida por algunas mesas residuales de materiales miocenos, que alcanzan los 670 m.

4.1.2. Estudio del modelado

Las formas que componen la morfología de la Hoja de Arenales de San Gregorio se agrupan según su génesis en las siguientes:

4.1.2.1. Formas estructurales

La fotointerpretación detallada muestra la existencia de diversas *fracturas* y lineamientos en la superficie inferior de la Llanura Manchega, o superficie del páramo, relacionadas, bien con vaguadas, bien con alineaciones de dolinas. Las direcciones dominantes son: E-O a N 120 E y N30 E.

La superficie mencionada presenta un débil *basculamiento* al NNO, puesto que desciende en este sentido unos 15 o 10 m, desde su límite meridional hasta el eskarpe de su borde septentrional.

Diversas *superficies estructurales* muy degradadas salpican y se elevan, una decena de metros como máximo, sobre la llanura de San Juan. Son relieves producidos por las capas resistentes del Mioceno superior.

La *superficie estructural con retoques erosivos*, correspondiente al Páramo de las calizas Turolenses (Superficie inferior de la Llanura Manchega), ocupa gran parte de la hoja, en una banda E-O y el ángulo NE de la misma, donde aparece incido por la red de suaves vaguadas que se abren a la llanura de San Juan, quedando en forma de diversos planos elevados, que anteriormente fueron interpretados como terrazas del Zancara. Estos relieves tabulares configuran pequeños *escarpes estructurales*, cubiertos en parte por coluviones.

4.1.2.2. Formas de ladera

Se han identificado como vertientes regularizadas, las pequeñas pendientes que bordean las mesas estructurales del ángulo NE de la hoja, donde los coluviones presentan un desarrollo inapreciable.

En el escarpe central de la hoja se han identificado coluviones limo-arcillosos con cantos calizos y ocasionalmente de arenisca, que actúan como forma de enlace entre la superficie inferior de la Llanura Manchega y la llanura de San Juan.

4.1.2.3. Formas fluviales

El sistema fluvial actual de la Llanura manchega se caracteriza por una red de funcionamiento esporádico y escasa capacidad de transporte. Predominan las líneas de *incisión fluvial poco marcada*, con algunos puntos de *pérdida de drenaje*, sobre la *incisión lineal* mejor definida. Ésta se produce en relación con el descenso de diversas vaguadas desde la superficie del páramo hacia la llanura de San Juan. Los depósitos de *fondo de valle* ocupan los cauces principales de los ríos Záncara y Guadiana, junto con otros de menor rango y que se abren a la llanura ya mencionada.

Mayor relevancia presentan los *abanicos aluviales*, *planos* y de gran extensión, situados en el borde sur de la Hoja. Son menos extensos y más recientes los adosados al escarpe E-O que divide la hoja. Los primeros indican unas condiciones climáticas pretéritas distintas a las actuales (PÉREZ GONZÁLEZ, 1981).

En la actualidad, la capacidad de erosión y transporte del Záncara es casi nula y su perfil en el tramo que aparece al NO de la Hoja tiene una pendiente inferior al 1‰.

Sobre el cauce del río Záncara se sitúa la amplia Llanura aluvial de San Juan, o *terrazza principal*, situada a sólo 3 o 4 m sobre el mismo. Sobre ésta se conservan dos pequeños afloramientos de un nivel de terraza más elevado (6 a 7 m sobre el mismo cauce), que tiene mayor desarrollo en la contigua hoja de Campo de Criptana.

4.1.2.4. Formas eólicas

Es destacable la acción eólica por toda la Llanura Manchega central y oriental, donde genera formas de acumulación, de acumulación-destrucción y de destrucción (PÉREZ GONZÁLEZ, 1981).

Las acumulaciones arenosas se disponen irregularmente, fosilizando en parte los paleovalles y cauces, las terrazas, las laderas ("*climbing dunes*"), las dolinas, etc. Aparecen muy desarrolladas en la llanura aluvial de San Juan, desde la estación del río Záncara-Casa de los Bueyes hasta la confluencia de los ríos Záncara y Ciguela, ocupando una zona de 30 Km de longitud y con una anchura máxima de 7'5 Km.

Las elevaciones máximas de las dunas pueden alcanzar los 15 m. aunque lo normal es que no sobrepasen los 8 m. Las mayores dunas son las parabólicas y las de aspecto longitudinal con más de 2.000 m. de longitud y hasta 300 m. de anchura.

Los ejes primarios de las dunas parabólicas no las dividen simétricamente. Las razones aducidas para esta asimetría se refieren a la cantidad de material transportado por el viento, a la

situación de la vegetación, a su posición con respecto a la dirección del viento, y a los cambios de ésta. Pueden diferenciarse los siguientes tipos de dunas:

- Dunas parabólicas, muy abundantes en la Mancha oriental y sin embargo muy escasas en esta Hoja.
- Dunas longitudinales y transversas. Las primeras son paralelas a la dirección del viento y las segundas perpendiculares a él. Las longitudinales son mayores, tanto en altura como en longitud.
- Dunas ovoides o redondeadas. Son dunas del tipo "*bouclier*", de la familia de los "*barkhanes*", con un perfil longitudinal convexo y simétrico. Se presentan aisladas, al sur de los Arenales de la Moscarda, o formando grupos de dos, al NE de la Hoja, entre Casas del Charcón y Casa de las Pilas.
- Dunas "*blowout*". Son de pequeñas dimensiones pero las más numerosas. De éstas destacan dos formas: las elongadas ("*elongates blowout dunes*") y las triédricas. Las "*elongates blowout dunes*" se forman por migración de la arena en la dirección del viento, con la formación de depresiones de deflación ovaladas y acumulación de dunas a sotavento, las dunas triédricas tienen forma de estrella de tres brazos.

La gran zona dunar de la Llanura aluvial de San Juan está constituida en su mayor parte por "*dunas arcillosas*". La arcilla, en alguna muestra, puede alcanzar el 60% y en la mayoría de ellas está por encima del 20%. Independientemente de las dunas arcillosas que provienen de antiguas *playas*, hay otras más modernas que se han formado en los flancos de las "*sebkhas*". Hay incluso productos arcillosos procedentes de las actuales *playas*, que están tapizando dunas arenosas anteriores.

Estas dunas arcillosas, "*clay dune*", enclavadas en las proximidades de las *playas* o "*sebkhas*", se originan por la fragmentación por desecación en micropoliedros de los sedimentos de la *playa*. Estos micropoliedros son movilizados por el viento y depositados en los flancos, o en las márgenes de sotavento, de las lagunas o encharcamientos intermitentes, con depósitos más o menos salinos. Estos sistemas dunares contienen más del 8% de arcilla.

En la Llanura aluvial de San Juan existen formas deprimidas (*depresiones de deflación* o "*blowouts*") excavadas por la acción del viento, temporalmente inundadas. La más grande de ellas tiene ejes de 500 y 600 m.

En el campo dunar de la Llanura aluvial de San Juan los vientos efectivos, son multidireccionales: del O (44%), del NO (30%), del SO (20%) otros del NE, SE y E.

Las dunas "*blowout*" y las dunas "longitudinales" y transversas están formadas preferentemente por los vientos del Oeste y SO. Sin embargo las dunas parabólicas y algunas formas del tipo "*barkhan*" se han desarrollado a favor de los vientos del NO. Los nichos y cubetas de deflación también orientan sus ejes mayores en las direcciones Este-Oeste y SO y NE. El juego alternativo del viento queda bien reflejado por la presencia ocasional de *dunas reversas*.

Las dunas han sido comúnmente referidas en la bibliografía a climas periglaciares o a áreas desérticas. PÉREZ GONZÁLEZ (1981) considera las dunas de La Mancha como multicíclicas y generadas, en algunas de sus fases, en un clima parecido al actual, quizás algo más seco (por

debajo de los 350 mm. de precipitación media anual) y más cálido. En otros momentos, vientos del 3º y 4º cuadrante, más fuertes, más frescos y poco húmedos, podrían haber barrido estos territorios provistos de una vegetación clareada y arbustiva.

4.1.2.5. Formas endorreicas

En relación con la Llanura de San Juan existen áreas pantanosas temporales con sedimentación salina, así como depósitos de playa asociados, ya que durante parte del año esta llanura funciona como una gigantesca cuenca arreica, con focos dispersos endorreicos con mayor o menor grado de humedad (playas húmedas y playas secas).

Las causas del endorreismo son climáticas y especialmente geotectónicas PÉREZ GONZÁLEZ (1981) cita varias causas:

- Pérdida del “atlantismo” del río Júcar, que dejó “colgado” el territorio manchego.
- Lenta subsidencia de la llanura respecto a sus marcos y relleno lateral de la cuenca.
- Composición caliza de los márgenes de la cuenca, que condiciona una red hidrográfica fundamentalmente subterránea, con escasa incisión de los cauces superficiales.

4.1.2.6. Formas de alteración

Las numerosas dolinas se desarrollan en su práctica totalidad sobre la superficie del Páramo y el encostramiento que lo recubre. Tienen diferentes formas (circulares, elípticas, elongadas, abiertas, disimétricas...). Un rasgo común a todas ellas es su *fondo plano* y cubierto. Son dolinas en artesa, distintivas de los karst de régimen pluvial, donde la profundidad es bastante menor que la extensión horizontal, guardando ambas medidas una relación de proporcionalidad. Sus dimensiones son muy variables, pudiendo alcanzar un kilómetro de longitud máxima.

Es frecuente la coalescencia de varias dolinas dando *uvalas*, de contornos muy irregulares y de grandes dimensiones (hasta 3 Km. de longitud máxima). En la Hoja de Villarta de San Juan se han formado “*chicots*” como relieves residuales entre dolinas; estas mismas formas están a punto de producirse en la Hoja de Arenales de San Gregorio. En algunos sectores aparecen *dolinas con contornos difusos*; en otros presentan pequeño tamaño y forman *campos de dolinas*.

Un rasgo a destacar es la presencia de pequeños valles que empiezan o finalizan en formas cerradas kársticas y que puede ser el inicio de una uvala por fenómenos de corrosión lateral. Las dolinas y uvalas están condicionadas por las zonas de fracturación existentes. En este sector de la llanura, un gran número de dolinas orientan sus ejes mayores según direcciones NE y NO.

El paisaje kárstico de la Llanura manchega se ha desarrollado en un régimen pluvial mediterráneo que se encuentra en estos momentos en un período de madurez, siendo clasificado como karst de llanura en estructuras subtabulares.

4.1.2.7. Formas poligénicas

La mitad meridional de la Hoja aparece ocupada por la Superficie Inferior de la Llanura manchega (S_2), así como por las partes distales de las formas de enlace (abanicos y glaciés) de los relieves de Campo de Montiel (en la Hoja colindante al Sur). Siguiendo criterios de correlación regional con hojas realizadas recientemente al norte de ésta, la superficie inferior de la Llanura Manchega, es considerada como la superficie estructural con retoques erosivos, correspondien-

te a las calizas turolenses (páramo alto). Con ello esta unidad geomorfológica adquiere el significado regional que realmente tiene, a la vez que se resalta su carácter, más estructural que de superficie de erosión. Por ello, ya ha sido tratada dentro del apartado de formas estructurales.

La superficie superior de la Llanura manchega (PÉREZ GONZÁLEZ, 1982), o glacis degradado del techo de pie de monte, que desciende desde el Campo de Montiel hasta la superficie inferior, ocupa una reducida extensión en el ángulo SE de la hoja. Es una superficie de erosión y depósito que culmina con un importante episodio de encostramiento, que enmascara las estructuras sedimentarias de los materiales terrígenos subyacentes (unidad 1 de la cartografía geológica).

En la hoja de Tomelloso -contigua por el sur con ésta- dicha unidad y el glacis mencionado aparecen encajados bajo los relieves residuales correspondientes a los conglomerados cuarcíticos del Oligoceno, que jalonan el límite septentrional del Campo de Montiel. Hacia el norte, dichos materiales desaparecen por hundimiento hacia el depocentro del surco manchego, merced a fallas y flexiones coetáneas con el depósito de la unidad 1, de forma que las relaciones anteriores se invierte y dicha unidad (Aragoniense-Vallesiense) y sus equivalentes laterales (2, 3 y 4) cubren dichos conglomerados, como se desprende del análisis de los sondeos realizado más arriba.

También en la hoja de Tomelloso se pone de manifiesto el basculamiento hacia el norte del glacis mencionado y la actuación de fallas con dirección N a NNO, que desnivelan tanto el glacis con encostramiento como el nivel que definen los relieves residuales de los conglomerados cuarcíticos.

4.1.2.8. Formas antrópicas

La acción humana ha modificado notablemente las formas de detalle presentes en la hoja. Tal es el caso de las formas eólicas descritas en el apartado correspondiente, que en gran parte han desaparecido en los últimos años por los trabajos de la maquinaria agrícola. Por los mismos motivos las obras de canalización, han transformado y modificado la red de drenaje original.

Por otra parte la llanura aluvial de San Juan presenta incontables excavaciones destinadas a la explotación de áridos, representadas en la cartografía como *huecos artificiales*.

4.2. EVOLUCIÓN DINÁMICA

El inicio de la morfogénesis del área comenzó en el Mioceno, con el final del relleno de la Cuenca manchega por las calizas lacustres del Páramo. Durante el Plioceno se produjeron pequeños movimientos y deformaciones que afectaron a dichos materiales a la par que se producían pequeños retoques erosivos, que dieron a esta superficie su carácter híbrido (estructural y erosiva). Paralelamente se desarrolló un importante encostramiento edáfico, tanto sobre dicha superficie como sobre los materiales del mioceno inferior-medio que afloran sólo en el ángulo SE de la Hoja.

La etapa de encostramiento se prolongó hasta el Pleistoceno inferior afectando también a los abanicos se estaban formando, como formas de enlace, entre el Campo de Montiel y el Surco Manchego.

La incisión de la red hidrográfica actual solo ha progresado en los bordes montañosos de la Llanura Manchega, la cual ha seguido actuando como nivel de base local para la misma, en tanto que su poco definida conexión con la red hidrográfica de la cuenca de Guadiana que drena por el oeste hacia el Atlántico, todavía no ha iniciado su encajamiento. De ahí el esca-

so o nulo desarrollo de terrazas y de la permanencia de numerosas lagunas y áreas endorreicas en dicha llanura. El último rasgo destacable es la acción eólica que ha formado cubetas de deflación y campos de dunas.

4.3. PROCESOS ACTUALES

Todavía son activos los procesos eólicos mencionados, si bien estos son enmascarados por las labores agrícolas, que están transformando en tierras de labor los campos de dunas formados durante los últimos milenios. La misma suerte corren las áreas pantanosas, merced a los numerosos canales de drenaje excavados y al descenso del nivel freático debido a la importante explotación de las aguas subterráneas.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Dada la escasez de afloramientos y el limitado registro estratigráfico de esta Hoja, la historia geológica ha de hacerse en base a la información disponible a escala regional. Por otra parte, la zona manchega corresponde a la conexión entre el Prebético y las Cadenas Celtibéricas.

El Triásico fue una etapa distensiva con movimientos verticales en fracturas preexistentes que dieron lugar a surcos y umbrales que condicionaron la sedimentación. En el Macizo Ibérico, este mecanismo de distensión se desarrolla de oriente a occidente, lo que supone un diacronismo para las mismas facies, quedando al Oeste el área madre continental. Al inicio del Triásico se instalan ambientes de abanicos aluviales y fluviales (depósitos detríticos de Alcázar de San Juan) pasando a “*sebkhas*” continentales (arcillas con evaporitas en facies Keuper) con alguna intercalación de depósitos inter y supramareales (niveles carbonáticos). El límite occidental de la sedimentación triásica estaría en las proximidades de Daimiel

La distensión continúa en el Jurásico con la aparición de ambientes de llanura de marea que evolucionaron hacia ambientes de plataforma marina somera, con el mar abierto situado hacia oriente. La sedimentación de las dolomías de Imón (Triásico terminal) es seguida durante el Lías por carniolas, calizas micríticas, margas y dolomías y calizas oolíticas. Estas últimas son los términos jurásicos más modernos (Lías superior) aflorantes en el meridiano de esta Hoja y al norte de la misma.

A nivel regional existe una laguna que abarca el Jurásico superior y parte del Cretácico inferior, que se acentúa hacia poniente. En Campo de Montiel y en el suroeste de la Sierra de Altomira, no existen depósitos del Dogger, del Malm, y de la mayor parte del Cretácico inferior. La tendencia a la emersión regional acaecida en el Malm, en esta Hoja se produce durante el Dogger. Estos procesos de emersión y consiguiente erosión han sido relacionados con las fases tectónicas Neokimérica y Aústrica.

Los primeros sedimentos discordantes sobre el Jurásico corresponden al Albiense en facies Utrillas. Este episodio transgresivo continúa en el Cenomaniense, con el depósito de margas y carbonatos propios de una plataforma somera carbonatada, y culmina en el Turoniense con la profundización de los ambientes de depósito, siendo comunes las construcciones arrecifales. Tras importante interrupción en la sedimentación, en el Senoniense se produce una somerización, con medios progresivamente más restringidos y de carácter más continental, donde empieza a jugar un papel importante la erosión.

Las facies del Cretácico Superior de la zona manchega están muy adelgazadas y con claras influencias continentales, que se acentúan hacia el oeste y hacia el sur. Estas mismas características se observan en los sondeos, donde encima de las calizas jurásicas aparecen unos tramos margosos y carbonatados, que finalizan con detríticos finos propios de la regresión finicretácica.

Durante el Paleógeno se instauró un ambiente de depósito fluvial, representado por los conglomerados cuarcíticos, que jalonan la plataforma de Campo de Montiel y que en la bibliografía han sido considerados como una variante de las facies Utrillas (Cretácico). Sin embargo, su similitud de facies con los conglomerados equivalentes de las Hojas situadas al norte y su posición en los sondeos realizados en la cuenca manchega permite correlacionarlos con la Unidad Detrítica Intermedia, definida en la cuenca de Loranca (DÍAZ MOLINA, M., 1974 y DÍAZ MOLINA, M. y TORTOSA, A., 1996), tal como se ha justificado en el apartado de estratigrafía. Esta unidad (c en las columnas y perfiles de la hoja geológica), aflora en la hoja de Tomelloso, con un marcado carácter fluvial, con grandes canales erosivos sobre materiales arcillosos.

La procedencia de estos depósitos cuarcíticos de alta energía podría estar en Sierra Morena (ELIZAGA, E., 1980), aunque no existen pruebas concluyentes al respecto.

La actuación de los dos márgenes activos ibéricos (Pirineo-Cantábrica y Bético-Balear) induce la compresión alpina que se realiza mediante una sucesión de fases desde el Eoceno al Mioceno superior basal, estructurando las cadenas alpinas. El grado de deformación alpina aumenta hacia el E, gradiente debido al efecto de parapeto ejercido por el zócalo hercínico. Así, la deformación es escasa en Campo de Montiel y en Campo de Criptana, y es destacable en la Sierra de Altomira. El límite de ambos dominios parece pasar por la Hoja de Arenales de San Gregorio y por tanto debe existir en profundidad ese gradiente de deformación de materiales mesozoicos. Por otro lado, la tectónica alpina fue responsable de la creación de superficies de erosión en Campo de Montiel y cordillera Ibérica, coetáneas de los ciclos sedimentarios de la Depresión Intermedia, cuenca de Madrid y del surco manchego.

El desarrollo y relleno del surco manchego, que había sido considerado como un proceso distensivo del Mioceno superior-Plioceno (PEREZ GONZALEZ, 1981), bien pudo iniciarse en contexto compresivo, bajo la acción del *campo de esfuerzos bético*, que durante el Oligoceno-Mioceno inferior se superpuso al *campo Ibérico*, dando lugar al *campo Altomira* (MUÑOZ MARTÍN, A. y DE VICENTE, G., 1998). A partir del Mioceno medio, su evolución debió continuar bajo la actuación del *campo Guadarrama* (CAPOTE, R., DE VICENTE, G. y GONZALEZ CASADO, J. M., 1990).

Este régimen compresivo daría cuenta del borde septentrional cabalgante de la plataforma de Campo de Criptana (ver memoria de la Hoja correspondiente) y del equivalente en el Campo de Montiel, donde la baja calidad de los afloramientos sólo permite dilucidar la existencia de fallas E-O, hundiendo el zócalo mesozoico hacia el norte, pero no la cinemática de las mismas.

En cualquier caso el surco manchego puede contemplarse como una estructura independiente de la distensión generalizada a nivel continental, que se inició por el Norte en el Languedoc (Oligoceno terminal) y progresó hacia el Sur, alcanzando el óvalo de Valencia en el Tortonense inferior-medio. En este momento se configuraron las cuencas del Júcar, Cabriel y otras intramontañosas del Prebético.

Entre tanto el surco manchego habría seguido una evolución, en parte similar a la cuenca de Madrid, y por ello con una edad y cinemática diferente e independiente de la distensión en el Mediterráneo. Dicho surco se fue rellenando con materiales continentales propios de abanicos aluviales y de ambientes lacustres (terrígenos, carbonatos y evaporitas).

El vulcanismo ultrapotásico de Campos de Calatrava, que también ha sido vinculado a la distensión neógena del borde mediterráneo, recientemente es contemplado en un contexto compresivo, bajo el *campo Bético-Guadarrama* (RINCÓN, P. J. y VEGAS, R., 1996). Este campo, también ha sido designado como *campo reciente* (MUÑOZ MARTÍN, A. y DE VICENTE, G., *op. cit.*). Según ambos trabajos, este campo habría provocado la formación de flexuras de la corteza, (con dirección NE a ENE), y la actuación de desgarres (NNO a NO) responsables del mencionado vulcanismo y de ciertos rasgos fisiográficos. En suma, sería el responsable de los diversos procesos neotectónicos, y de la sismicidad presente hoy día en la región. Sin embargo, en los modelos clásicos o anteriores al desarrollo de la metodología sobre campos de esfuerzos, tanto el vulcanismo como diversos basculamientos, y flexiones (ahora flexuras corticales), fueron relacionadas con las fases tectónicas distensivas Iberomanchega I y II

A finales del Plioceno y durante el Cuaternario, los procesos fluviales acaban de modelar el relieve actual mediante diferentes formas de erosión-acumulación. Se desarrolla un importante sistema de formas de enlace (abanicos planos) entre los glacis de Campo de Montiel y Campo de Criptana-Sierra de Altomira y el centro del surco manchego, ocupado por la superficie estructural y erosiva correspondiente al Páramo.

El río Júcar, durante un período de su historia pleistocena, fluyó hacia el Atlántico, a través de un sistema de canales que conectaban con el río Guadiana, desarrollando un sistema deposicional extenso (llanura aluvial de San Juan), en consonancia con un mayor caudal. Posteriormente paso a drenar hacia el Mediterráneo.

En la Mancha central y occidental el valle del Guadiana muestra un reducido número de terrazas, localizadas exclusivamente en su cabecera, donde aparece encajado en la plataforma de Campo de Montiel. Esta circunstancia puede ser interpretada como propia de regiones subsidentes, en las que los cursos fluviales se caracterizan por las pérdidas de drenaje y por el predominio de la acumulación o agradación sobre la incisión o encajamiento de la red. No obstante, también hay que pensar que la Llanura Manchega es una extensa región con un drenaje muy deficitario y condiciones todavía endorreicas, en la que no se ha producido una clara captura e incisión de la red de drenaje con salida al Atlántico.

También durante el Cuaternario tiene lugar una karstificación del páramo que origina dolinas relacionadas con fracturas y da lugar a un karst de llanura en estructuras subhorizontales.

Otra etapa reciente de la morfogénesis manchega está marcada por la acción eólica. Las formas dunares que tapizan la Llanura aluvial de San Juan, denotan un origen multicíclico iniciado en el Pleistoceno superior y presente hoy día, con vientos dominantes procedentes del Oeste, similares a los actuales.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. CANTERAS

Existen algunas explotaciones de áridos por socavón en la llanura aluvial de San Juan, donde se extraen arenas con gravas poligénicas. Los huecos artificiales son grandes y numerosos, aunque son pocos los que funcionan de forma permanente para satisfacer la demanda de la zona. Aunque las reservas de áridos son significativas, la baja demanda y los costes del transporte, supone un freno en la explotación de este producto.

También hay explotaciones inactivas de: productos cerámicos de pequeño tamaño, (margas arcillosas con arenas del Plioceno) y "piedra de construcción" (calizas pliocena). Como actividad anecdótica es de destacar la obtención de cal (calinas) de los horizontes encostrados cuaternarios, siendo siempre pequeñas explotaciones periódicas de uso familiar.

6.2. HIDROGEOLOGÍA

La Hoja cubre un área perteneciente al Sistema 23 (Llanura manchega) según la numeración nacional de los Sistemas Acuíferos.

Dentro de la Hoja se diferencian dos unidades hidrogeológicas principales:

- Unidad superior
- Unidad inferior

La Unidad superior está formada por el tramo calcáreo del Mioceno superior y por materiales terrígenos más modernos (pliocenos y cuaternarios).

El tramo calcáreo es un importante acuífero que se extiende fuera del sistema 23, tanto en la cuenca alta del Guadiana como en la media. Se trata de un acuífero libre alimentado por infiltración directa de la lluvia y en sentido lateral por los sistemas acuíferos vecinos; sus salidas naturales son la evaporación y el drenaje del río Guadiana.

La Unidad inferior está compuesta por materiales calcáreos y dolomíticos, jurásicos y cretácicos y es la continuación por debajo de la Unidad superior de los materiales mesozoicos de Campo de Montiel (Sistema 24). Es un acuífero libre en Campo de Montiel y semiconfinado en la Llanura manchega; su alimentación está relacionada con la recarga por la lluvia en Campo de Montiel, o a través del nivel superior y de los sistemas acuíferos laterales.

En la bibliografía hidrogeológica se cita un nivel intermedio entre ambas unidades que correspondería a aquellos tramos detríticos gruesos y finos de los materiales terciarios, pero su disposición y relación tanto a nivel de Hoja como a nivel regional es difícil de determinar.

Los recursos hídricos se centran en el sector agrario, donde la demanda se ha incrementado en alto grado por el cambio de una agricultura de viñedo y escasa rentabilidad hacia un regadío ampliamente extendido.

7. BIBLIOGRAFÍA

- ADARO (1988). "Trabajos geofísicos complementarios en la cuenca alta del río Guadiana (Sistemas acuíferos 19, 23 y 24)". ADARO.
- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M. Y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976). "Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española." *Trabajos Neógeno-Cuaternario*. 6, 7-29.
- ARMUJO, R. ET BENKHELIL, J. (1977). "L'Histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la Mer d'Alboran." *Bull.Soc.Geol.France*. 29, 591-605
- BOUSQUET, J.C. (1977). "Contribution à l'étude de la tectonique récente en Méditerranée occidentale: les données de la neotectonique dans l'Arc de Gibraltar." *Int. Synp. Struct. Hist. Mediterranean Basins*, Ed. Biju-Duval, Montadert (Split-Yugoslavia), 199-204.
- CAPOTE, R.; DE VICENTE, G. Y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1990). "Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español." *Geogaceta*, 7:20-22.
- C.G.S.S.A. (1975). "Investigación geoelectrica de la Llanura manchega. Sistema 23." C.G.S.S.A.
- DEFALQUE, G. (1976). "Mapa geológico de la Hoja a E. 1:50.000, 2ª Serie, 1ª edición. El Bonillo (788)." *IGME. MINER*.
- DÍAZ MOLINA, M. (1974). "Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca)." *Estudios Geológicos*, 30, 53-67.
- DÍAZ MOLINA, M.; ARRIBAS MOCOROA, J. Y BUSTILLO REVUELTA, M.A. (1989). "The Tortola and Vilalba de la Sierra fluvial fans: Late Oligocene-Early Miocene, Loranca Basin, central Spain. 4th. International Conference on Fluvial Sedimentology, Barcelona, Sitges, Spain. Filed Trip 7, 74 pp.
- DÍAZ MOLINA, M. Y TORTOSA, A. (1996). "Fluvial fans of the Loranca Basin, Late Oligocene-Early Miocene, central Spain". En: *Tertiary Basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics* (Friend, P. F. and Dabrio, C.J., eds.). Cambridge University Press, 300-307.
- ELIZAGA, E. (1980). "Los sedimentos terrígenos del Cretácico medio del Sur de la Meseta y Norte del Prebético Externo. Hipótesis sedimentológica." *Bol. IGME*, 91, 619-638.
- ETCHECOPAR, A.; VASSEVIZ, G. Y DAIGNERES, M. (1981). "An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis." *Jour.Struct.Geol.* 3, 51-65.
- FERREIRO, E. Y ROIZ GARCÍA, J. (1975). "Mapa Geológico de España a E 1:50.000. 2ª Serie, 1ª Ed., Sotuelamos (763)." *IGME. MINER*.
- FONTBOTÉ, J.M. Y RIBA, O. (1956). "Estudio geológico de los alrededores de Mota del Cuervo (provincia de Cuenca)." *Not. y Com. IGME*, 44, 35-71.
- GAIBAR PUERTAS, C.; OTTO, F. Y GEYER, O.F. (1969). "Estratigrafía, edad y espesor atribuibles al Liásico manchego y sus relaciones con algunos sectores de la Cordillera Bética." *Bol. Geol. Min. IGME*. 21, 1-44.

- GARCÍA ABAD, F.J. (1975). "Estudio geológico de la región del Pantano de Alarcón (Cuenca)." *Tesis Doctoral. Fac. Ciencias Univ. Complutense de Madrid.*
- GARCÍA ABBAD, F.J (1979). "Carácteres estructurales de los enlaces meridionales Altomira-Ibérica." *Estudios geológicos. CSIC.*
- GARCÍA RODRIGO, B. Y PENDAS, F. (1971). "Consideraciones sobre el Jurásico inferior y medio de Albacete." *Cuad. Geol. Ibérica. 2*, 255-272.
- GOY, A.; GÓMEZ, J.J. Y YÉBENES, A. (1976). "El Jurásico de la rama castellana de la Cordillera Ibérica (mitad norte). I. Unidades Litoestratigráficas." *Estd. Geol. 32*, 391-423.
- GUIMERÁ, J. Y ÁLVARO, M. (1990). "Structure et evolution de la compression alpine dans la Chaîne ibérique et la chaîne Cotière catalane (Espagne)." *Bull. Soc. Geol. de France, 2*, 339-348.
- HARDIEL, L.A. Et.AL. (1978). "Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach." *Spec. Publis. Int. Ass. Sediment 7*-41.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1932). "Síntesis fisiográfica y geológica de España." *Trab. Mus. Nac. Cienc. Natu. (Serv.Geol), núm. 38*, pag. 384.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1949). "La Mancha." *Publicaciones extraordinarias de la Real Acad. de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, conmemoración del centenario de su fundación, núm. 10*, pp. 29-61.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1955-56). "Fisiografía del solar hispano." *Memorias de la R. Acad. de Ciencias de Madrid*, t. XVI, 1ª parte, *pag. 657.* y 2ª parte *pag. 793, Madrid.*
- HERNÁNDEZ URROZ, J. Y PÉREZ GONZÁLEZ, A (1978). "Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2. ser., 1. ed. Villarrobledo (740) y Minaya (741)." *IGME.*
- HERNÁNDEZ URROZ, J. Y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1978). "Gravimetría estructural E. 1:50.000 de las Hojas 714, 739, 762." *IGME. MINER.*
- I.G.M.E. (1986). "Vuelo aeromagnético. Mapa de campo magnético residual a E. 1:200.000. Hoja Tomelloso-Albacete (Síntesis)." *IGME*
- JESSEN, O. (1930). "La Mancha: Ein Beitrag zur landeskunde neukastiliens, F. sond. Mitt. Geog. Gesellsch. XLI. Hamburg (trad. al Español por J. Gómez de Llarena. La Mancha: contribución al estudio geográfico de Castilla La Nueva." *Estudios Geográficos*, 1946, año VII, núm. 23, pp. 269-321 y núm. 24, pp. 479-524.
- LAUTENSACH, H. (1964). "Geografía de España y Portugal." *Ed. Vicens Vives. Barcelona.*
- MARTÍN SERRANO, A. Y GARCÍA ABBAD, F.J. (1979). "Análisis morfoestructural de los Llanos de Albacete y sus marcos montañosos." *Est. Geol., 35*, 49-57.
- MOLINA, E. (1975). "Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava." *Trab. Neog. Cuat. 3*, 7-106.

- MOLINA, E. (1974). "Campo de Calatrava." *Colq. Int. Bioestr. Contin. Neog. sup. y Cuatern.inf.* Ed. MOLINA, E.; AGUIRRE, E.; MORALES, J., 215-244.
- MORENO, F. (1985). "Tectónica y neotectónica de la depresión de Albacete y zonas colindantes." *Documento interno. IGME.*
- MUÑOZ MARTÍN, A.; DE VICENTE, G. Y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1994). "Análisis tensorial de la deformación superpuesta en el límite oriental de la Cuenca de Madrid." *Cuad. del Lab. Xeol. de Laxe*, 19, 203-214.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1981). "Neógeno y Cuaternario de la Llanura manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo." *Tesis doctoral. Ed. U.C.M.*
- PLANCHUELO PORTALES, G. (1944). "El alto Guadiana y la zona oriental de la altiplanicie del Campo de Montiel." *Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat.* 42, 593-612.
- RINCÓN, P.J. Y VEGAS, R. (1996). "Neotectónica en el antepaís castellano de las Cordilleras Béticas orientales." *Geogaceta*. 20 (4): 929-931.
- RODRÍGUEZ GARCÍA, J. Y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1999). "Clasificación geomorfológica de los humedales y fondos endorreicos de La Mancha centro-occidental." *Geogaceta*, 26: 83-86.
- ROMMERSKIRCHEN, E. (1978). "Morphogenese der Mancha und igrer Raudgebieta." *Düss. Geograph. Sch. Tomo H. Vd. 10.* 3-84.
- SHAERMAN, D.J. (1966). "Origin of marine evaporites by diagenesis." *Inst.Mining.Met.,Trans.* 75, 208-215.
- TORRENS, J.; BATTLE, A.; NIÑEROLA, S. ET AL. (1976). "Relación acuíferos del Campo de Montiel y la Llanura manchega. La leyenda del Guadiana." *I. Simposio Nacional de Hidrogeología*. 1, 398-420.
- TORRES, T. Y LEYVA, F. (1988). "Los materiales triásicos bajo la cobertera neógena de La Mancha de Ciudad Real (España central)." *Congreso Geológico de España*. 1, 217-220.
- VIALLARD, P. (1973). "Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique Sudoccidentale." *Thèse, Trav. Lab. Géol. Méditerranéenne Univ. Paul Sabatier. Toulouse.*
- VIRGILI, C.; SOPENA, A.; RAMOS, A. Y HERNANDO, S. (1977). "Problemas de la cronoestratigrafía del Triás en España." *Cua. Geo. Ib.* 4, 57-88.
- YÉBENES, A.; MARFIL, R.; SORIANO, J.; DE LA PEÑA, J.A. Y DÍAZ MOLINA, M. (1977). "El trias de Alcázar de San Juan." *Cuad. de Geol. Ibérica*. Vol. 4. pp. 495-508. Madrid.



MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACIÓN

ISBN: 978-84-7840-831-3



9 788478 408313