



# IGME

785

19-31

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# ALMAGRO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# ALMAGRO

Segunda serie - Primera edición

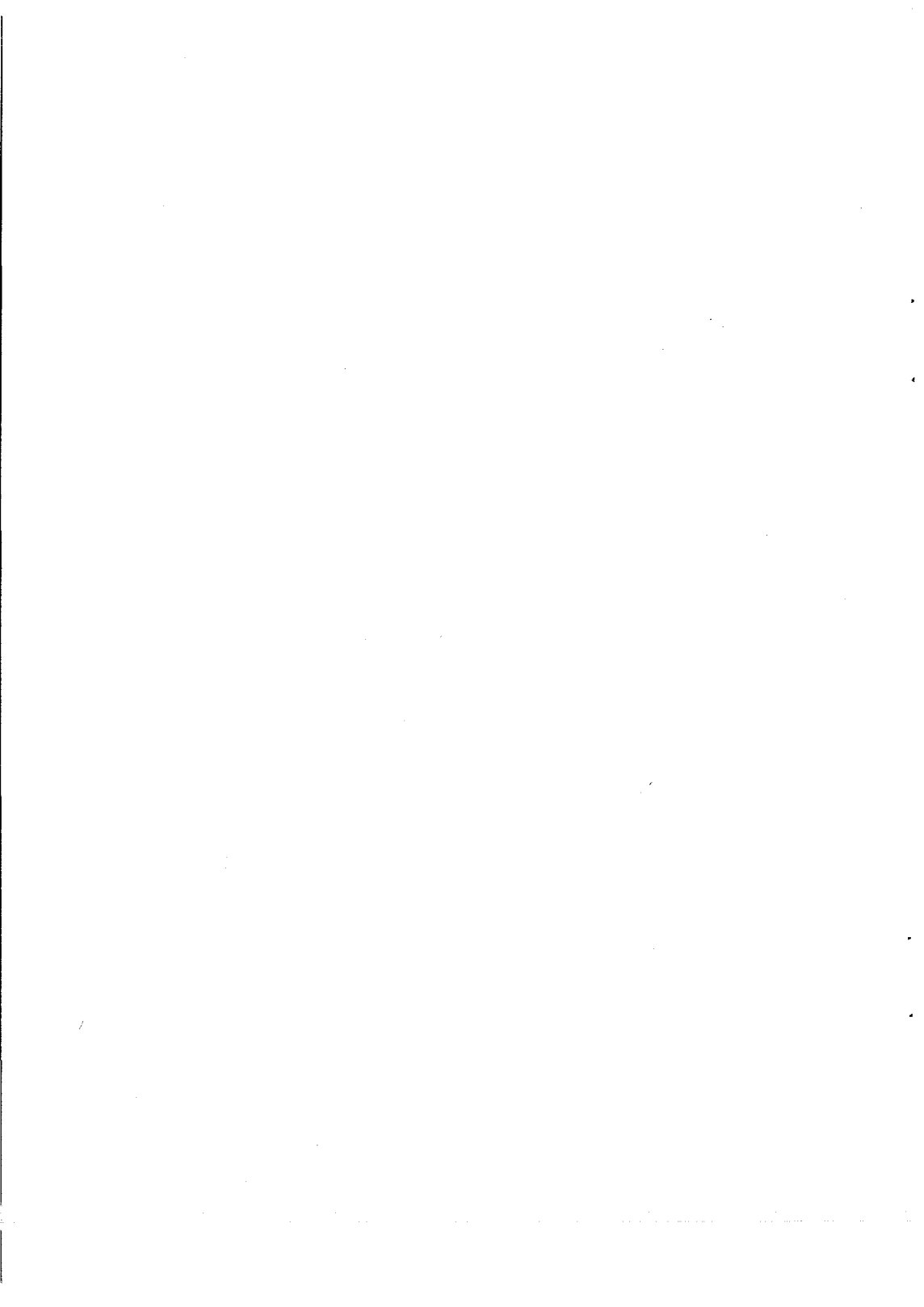
CENTRO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA



## HAN INTERVENIDO

Cartografía y secciones estratigráficas:	J. I. Ramírez (CGS) y E. Ancochea Sánchez (Dep. Petrología U.C. Madrid) y A. Pérez González (IGME).
Geomorfología:	J. I. Ramírez Merino.
Edafología:	J. Gallardo Díaz (CSIC).
Petrología:	M. J. Aguilar Tomás (CGS) y E. Ancochea.
Micropaleontología:	M. C. Leal Martín (CGS).
Micromorfología de suelos:	E. Molina Sánchez (Univ. Salamanca).
Macrofósiles del Paleozoico:	J. C. Gutiérrez Marco e I. Rábano (Univ. Madrid).
Sedimentología de Laboratorio:	Laboratorios de CGS y Estratigrafía de Madrid.
Memoria:	J. I. Ramírez y J. M. Portero García (CGS).
Coordinación y dirección:	A. Pérez González y J. M. Portero.

Fotocomposición: Ediciones y Promociones Molina, S.A.  
Impresión: Master's Gráfico, S.A.  
Depósito legal: M-37400-1988  
NIPO: 232-88-005-7



## **INTRODUCCION**

La hoja de Almagro se sitúa en la zona limítrofe entre la Llanura Manchega occidental y los Campos de Calatrava. Administrativamente pertenece en su totalidad a la provincia de Ciudad Real.

El relieve es poco accidentado en la parte septentrional de la hoja, con cotas que oscilan entre los 620 y 680 m. Sólo en la parte meridional la orografía llega a ser moderadamente abrupta, alcanzándose la altura de 919 m. en el volcán Vizuera.

En esta zona S las características fisiográficas son las típicas de los Campos de Calatrava, con sierras de orientaciones NE-SO y ENE-OSO constituidas por materiales paleozoicos de naturaleza predominantemente cuarcítica (Sierra Pelada, Sierra de Moral, Sierra de Almagro) que eventualmente engloban de presiones (como la de Almagro) rellenas por materiales pliocenos y cuaternarios. En este sector son abundantes los restos de antiguos cráteres y edificios volcánicos, los cuales dan lugar a depresiones cerradas y cerros de contornos circulares característicos en el paisaje del Campo de Calatrava.

En la zona septentrional el paisaje participa de caracteres intermedios con la llanura manchega occidental. Está constituido por una extensa planicie con

cotas que van desde los 640 m. en el E y los 620 en el O, ocasionalmente interrumpida por la aparición de relieves residuales paleozoicos y morfologías de origen volcánico similares a las anteriores.

La red hidrográfica de la hoja es prácticamente nula. Apenas existen escasos arroyos de circulación esporádica, el más importante de los cuales recibe el definitorio toponímico de Arroyo del Seco. Algunas depresiones de origen cárstico o volcánico han constituido en tiempos lagunas endorreicas, todas las cuales actualmente están desecadas salvo la Laguna de la Inesperada, al N de Pozuelo de Calatrava.

La densidad de población es baja. Los principales núcleos son Almagro y su gemelo Bolaños, teniendo menor importancia el resto de las poblaciones.

Los recursos económicos de la zona son fundamentalmente agrícolas y ganaderos, con importantes extensiones de terreno regable aprovechando la abundancia de agua subterránea. La actividad minera se reduce a la explotación a cielo abierto de piroclastos volcánicos para áridos o puzolanas, así como a la extracción de material arcilloso de alteración de pizarras paleozoicas, para una industria tejera.

Desde el punto de vista geológico los materiales más antiguos existentes en la región pertenecen a la zona Centroibérica, en la que afloran sedimentos pelítico-grauváquicos de edad precámbrica cubiertos en discordancia por formaciones ordovícicas, silúricas y devónicas de carácter detrítico con frecuentes intercalaciones de rocas volcánicas. Todos estos materiales están afectados por la orogenia hercínica, que los plegó y fracturó sin desarrollar metamorfismo. Durante las fases tardías se produjo la intrusión de masas de granitoides y se desarrolló una fase de fracturación tardihercínica.

Regionalmente se conoce la existencia de materiales del Carbonífero superior que reposan discordantemente sobre las formaciones hercínicas.

En el Campo de Calatrava no existen afloramientos de sedimentos mesozoicos y paleógenos, presentes sin embargo en la llanura manchega central y oriental, cuyo afloramiento más occidental se encuentra en la vecina hoja de Manzanares. Sobre el zócalo hercínico se sitúan en clara discordancia corizas ferruginosas de edad incierta (¿Paleógeno superior-Mioceno inferior?) y depósitos continentales de edad Pliocena, localmente muy deformados como consecuencia de la actividad volcánica existente durante el Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno, con emisión de rocas básicas como basaltos, basanitas, nefelinitas olivínicas, limburgitas y melilititas olivínicas.

A finales del Plioceno y hasta el Pleistoceno más inferior se producen extensos aplanamientos con desarrollo de amplias superficies de erosión y erosión-depósito (superficiales de La Mancha, Rañas, etc.), que preceden a la instalación de la red fluvial actual.

## 1. ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Almagro afloran materiales pertenecientes al Ordovícico, Plioceno y Cuaternario, así como rocas volcánicas cuya edad se extiende regionalmente desde el Mioceno superior al Pleistoceno inferior.

### 1.1. ORDOVICICO

La existencia de materiales ordovícicos en esta región se conoce desde 1856, fecha en que PRADO, VERNEUIL y BARRANDE citan y describen algunos elementos de la «fauna segunda» en la hoja vecina de Ciudad Real, estableciendo a grandes rasgos la estratigrafía del Paleozoico de la zona. Estos conocimientos fueron ampliados posteriormente por CORTAZAR (1870), revisados por MALLADA (1896) y precisados más tarde por ALVARADO y HERNANDEZ PACHECO (1931), HERNANDEZ PACHECO (1931) y MACHENS (1954). CIRY (1936) estableció en líneas generales la estructura de la zona de Almadén. ALMELA, ALVARADO, COMA, FELGUEROSO y QUINTERO (1962), realizan el estudio geológico de la zona de Almadén, actualizando los datos e interpretaciones estratigráficas y estructurales. Entre los trabajos de índole regional hay que destacar los de BOUYX (1970) sobre las formaciones anteordovícicas de la submeseta meridional, TAMAIN (1972) sobre el Ordovícico y Silúrico de Sierra Morena oriental y MORENO (1977) que estudia el preordovícico y la deformación hercínica en los Montes de Toledo occidentales. WALTER (1977) publica el trabajo de MACHENS (1954), que incluye un análisis estratigráfico detallado de la sucesión ordovícica, aportando numerosos datos paleontológicos que van a servir de base a estudios posteriores de tipo biostratigráfico, paleontológico y sedimentario, entre los que cabe citar los de HAMMANN (1974, 1976, 1983), HAFENRICHTER (1979, 1980) y GUTIERREZ MARCO *et al.* (1984). Las hojas geológicas del plan MAGNA de Almadén (808), Valdemanco de Esteras (782) y Abenójar (783) aportan nuevos datos acerca de la estratigrafía y estructura de los materiales paleozoicos existentes en la zona.

La columna estratigráfica sintética propuesta por HAMMANN (1983) para el sinclinal de Corral de Calatrava (en la vecina hoja de Ciudad Real) queda reflejada en la figura 1. En ella se indica la nomenclatura de las diversas unidades, ninguna de ellas propuesta formalmente, utilizada por los diversos autores y que figura en la síntesis de HAMMANN *et al.* (1982).

En la hoja de Almagro afloran únicamente sedimentos ordovícicos hasta las pizarras del Llanvirniense-Llandeiloense. Sin embargo, debajo del Plioceno



no deben existir formaciones ordovícicas más modernas, y probablemente también esté representado el Silúrico.

#### 1.1.1. Cuarcitas, areniscas y pizarras (1). Tremadociense-Arenigiense

Constituyen las «capas intermedias» de LOTZE (1956, 1970), cuyo nombre se refiere, según este autor, a que se sitúan entre el Cámbrico (o el Precámbrico) y la Cuarcita Armoricana. Reciben además otros nombres como «Formación de base» (TAMAIN, 1972), «Niveau rouge» (BOUYX, 1970), «Serie púrpura», etc., dada la tonalidad rojiza que presentan.

Esta unidad aflora ampliamente en todas las sierras cuarcíticas de la hoja, aunque generalmente se presenta muy recubierta por coluviones y derrubios de ladera que enmascaran los afloramientos. Se han estudiado los 140 m. superiores en las series 01 (Almagro) y 02 (Ferrocarri de Almagro). El espesor total de la unidad no se conoce al no aflorar sus tramos inferiores, aunque en este sector se puede cifrar tentativamente en un mínimo de 500 m.

Está formada en su parte superior por cuarcitas y areniscas cuarcíticas de colores blancos, beige y rojo-vinosos, alternantes con niveles de pizarras y limolitas arcillosas, eventualmente algo arenosas, de colores, por lo general, blanco-verdosos. Se presentan bien estratificadas en bancos de 0,15-1 m.

Las muestras estudiadas son cuarcitas y areniscas cuarcíticas de grano medio-fino y muy fino y de morfoscopia subangulosa-subredondeada, formadas por granos de cuarzo (70-95 %) y feldespato potásico (10 %) muy alterado, con reliquias de plagioclasa, micas y rocas lábiles. La matriz es sericitica (5-30 %) y constituye una epimatriz formada por alteración diagenética de feldespatos, plagioclasas, micas y fragmentos de rocas lábiles. También existe en algunas muestras un cemento de óxidos de hierro que no supera el 10 % en ningún caso, proveniente de la alteración de biotitas, así como cemento de cuarzo en crecimientos secundarios. Los contactos entre los granos presentan intensas huellas de presión-solución y en algunas muestras se observa orientación paralela de los granos. Como minerales accesorios están presentes biotita, moscovita, turmalina, circón y rutilo.

Sedimentológicamente la unidad se organiza en secuencias formadas por cuarcitas o areniscas cuarcíticas de base erosiva y/o canalizada, seguidas por pizarras y limolitas. Los bancos cuarcíticos a menudo presentan morfologías de barras o *magaripples* con estratificación cruzada planar y tabular, o bien presentan laminación paralela seguida por *ripples*. Eventualmente se aprecian superficies de reactivación que cortan las barras, dando morfologías de sigmoides, y de forma local en algunos bancos areniscosos se ha apreciado

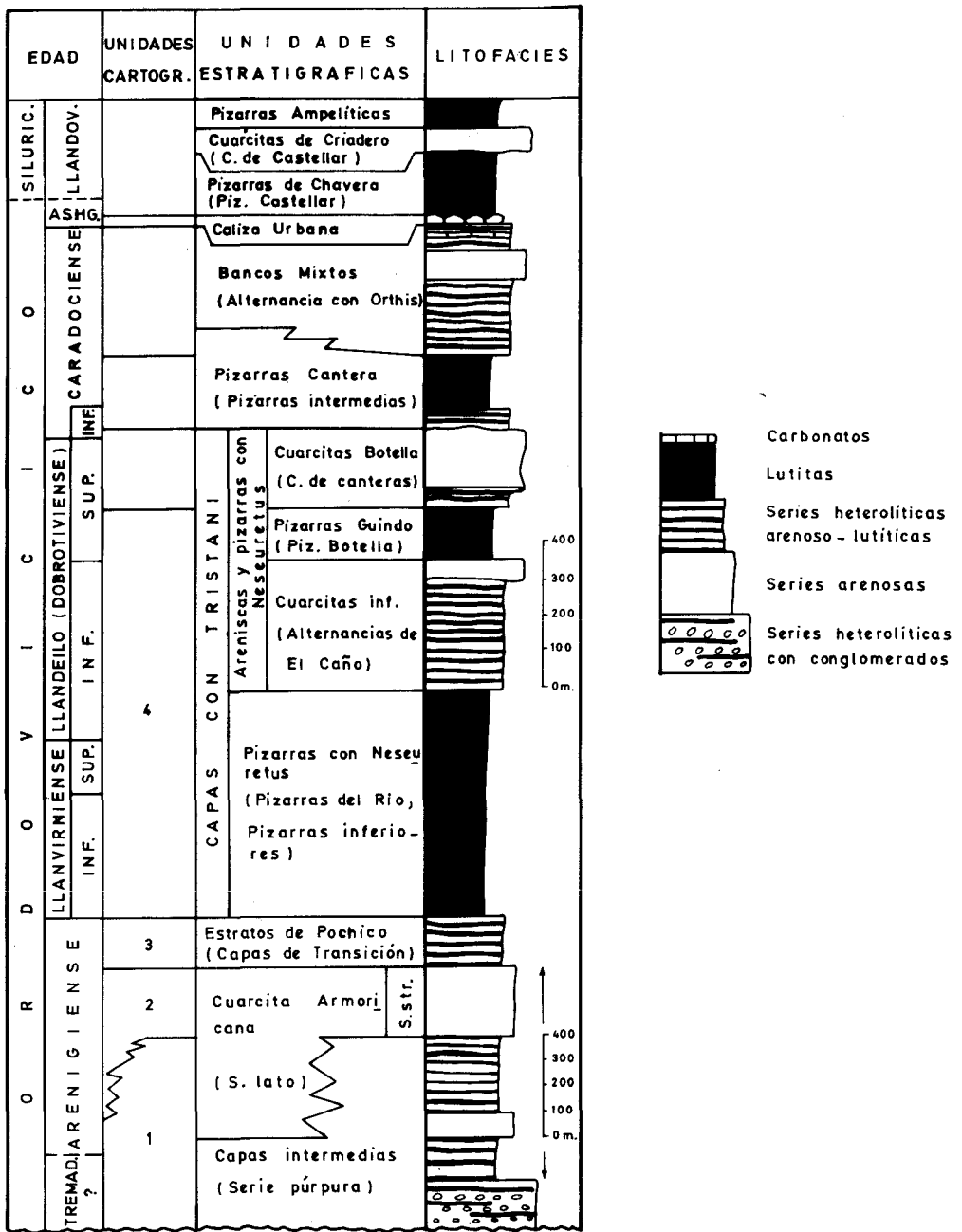


Figura 1. Columna estratigráfica sintética del Ordovícico basada en HAMMAN (1983)

estratificación *flaser*. El tramo más fino se caracteriza por presentar *wavy-bedding* o estratificación *linsen*, y en ocasiones estratificación convoluta. En general toda la serie presenta una bioturbación abundante que borra a menudo otras estructuras sedimentarias.

La sedimentación de esta formación tuvo lugar en medios someros de influjo mareal, bajo condiciones submareales a intermareales.

El contenido faunístico de la unidad es prácticamente nulo. Sin embargo, sí es abundante la icnofauna que presenta, principalmente *Skolithos* sp., *Daedalus* sp. y crucianas, tales como la *Cruziana furcifera* D'ORB y *C. goldfussi* (ROUAULT). Por consideraciones regionales, dada la escasa validez de esta icnofauna a efectos de datación, atribuimos el conjunto de la unidad al Tremadoc-Arenig.

### 1.1.2. Cuarzitas (2). Fm. Cuarcita Armoricana. Arenigiense

Dan lugar a extensos afloramientos en todo el ámbito de la hoja, constituyendo crestas y cuestas de vertientes bastante regularizadas, y constituyendo los principales relieves no volcánicos de la zona. Se presentan, al igual que la unidad anterior, bastante recubiertas por coluviones y afectadas por un apretado diaclasado que favorece la disgregación mecánica de la roca y la formación de derrubios.

Esta formación se ha estudiado en la serie número 6, Moral de Calatrava, en sus 200 m. superiores. El espesor total se cifra en unos 450 m. y los límites con las formaciones superior e inferior son transicionales, habiéndose tomado como criterio de muro de la cuarcita armoricana la ausencia de intercalaciones pizarroso-pelíticas.

Está formada por cuarcitas compactas de grano medio y fino bien estratificadas en bancos de 0,3-4 m. de espesor, y de tonos blancos, grises, beige y rosados. Petrológicamente se trata de areniscas formadas por granos de cuarzo (80-85 %), de morfoscopia fundamentalmente subredondeada. La matriz, cuando existe, es sericitica (5-10 %) de disposición pelicular y el cemento es silíceo (10-15 %), formando crecimientos secundarios de los granos de cuarzo. Algunas láminas presentan cantidades accesorias de óxidos de hierro asociadas a fracturas y juntas estilolíticas. Todas las muestras presentan contactos de presión-solución que pueden llegar hasta la interpenetración de los granos, afectar al cemento en crecimientos secundarios y provocar la extinción ondulante de los cuarzos. Los granos suelen presentar orientación paralela con tendencia al microbandeado. Como minerales accesorios están presentes turmalina, rutilo, circón y opacos.

La intensa recristalización que presenta esta unidad, no favorece las observaciones sedimentológicas. Sin embargo, se han reconocido en la misma, bases canalizadas y fundamentalmente *sand-waves* de orden métrico, con estructura interna de laminación cruzada planar y en surco. El techo de algunas barras se presenta retocada por *ripples* de oscilación. Se han podido medir algunos sentidos de paleocorriente que ofrecen valores bastante constantes hacia el E. Por el conjunto de estas características atribuimos el ambiente de formación de esta unidad a una zona de barras dentro de una plataforma somera, bajo condiciones submareales.

La cuarcita armoricana presenta desde el punto de vista faunístico características azoicas. Sin embargo, es relativamente frecuente la presencia de icnofauna. En la hoja de Almagro se han reconocido *Cruziana* sp. y *Skolithos* sp. Aparte, se ha citado en áreas próximas (MACHENS, 1954) *Dictyodora?* sp. De acuerdo con la icnofauna, contexto stratigráfico y sobre todo por correlación con otras áreas, atribuimos al conjunto de la formación una edad Arenigiense.

### 1.1.3. **Cuarcitas y pizarras (3). Capas de Pochico. Arenigiense-Llanvirniense inf.?**

Por encima de la cuarcita armoricana se sitúa una unidad de transición con las pizarras Llanvirnienses, denominada por TAMAIN (1981) Estratos de Pochico. En la hoja de Almagro sólo se han reconocido como tales dos pequeños afloramientos, uno en el E de la hoja, en la Sierra Pelada, y otro en la esquina SO, dados los grandes recubrimientos que enmascaran casi por completo esta formación.

Por tanto, no se ha podido levantar en estos materiales ninguna sección, por lo que nos referiremos a la zona de Fuente Siles, en la vecina hoja de Manzanares a unos 5 km. al este de Almagro, donde se han podido reconocer unos 90 m. muy tectonizados, atribuibles a los Estratos de Pochico.

Están formados por una alternancia de cuarcitas y areniscas con limolitas arenosas y pizarras, de colores rojo-vinosos y grises y en capas de orden decimétrico.

Al microscopio, las pizarras se presentan con pequeñas proporciones de limo de cuarzo anguloso (10-25 %) y matriz sericitica (45-55 %). El cemento es de óxidos de hierro (20-40 %), y la roca se presenta bandeada, alternando bandas más ferruginosas con otras más sericiticas. Los términos más gruesos (areniscas y cuarcitas), están formados por granos de cuarzo generalmente subangulosos (70-75 %), presentando a veces una matriz sericitica de tipo

epimatriz formado por alternación diagenética de moscovitas. El cemento es ferruginoso (15-30 %). Los granos presentan contactos locales de presión-solución. Como accesorios existen turmalinas, circón y rutilo. Los únicos rasgos sedimentológicos apreciados en esta unidad se reducen a *ripples* y a una intensa bioturbación. La falta de observaciones más detalladas, dada la ausencia de buenos afloramientos, nos hace atribuir la presente unidad a una plataforma somera.

Esta unidad ha proporcionado icnofósiles (*Skolithos* sp., *Daedalus* sp.) y restos de moluscos indeterminables. Por comparación con otras áreas, su edad puede estimarse como Arenig, sin descartar la presencia del límite Arenig-Llanvirniense cerca del techo de la formación.

#### 1.1.4. Pizarras (4). Pizarras con *Neseuretus*. Llanvirniense-Llandeiloense

Esta unidad cartográfica forma parte de las unidades estratigráficas englobadas bajo el nombre de «capas de Tristani», denominación de carácter informal que ha sido subdividida en varias unidades de pequeño rango con distintos nombres locales también informales (ver figura 1). GUTIERREZ MARCO *et al.* (1984) indican que las «capas con Tristani» están constituidas por dos formaciones aún no definidas de manera formal: Pizarras con *Neseuretus* y areniscas y pizarras con *Neseuretus*.

En la hoja de Almagro existe un único afloramiento de esta unidad cartográfica, correspondiente a las pizarras de *Neseuretus*. Está situado en una cantera, donde a causa de la intensa alteración que padecen las pizarras (en su frente visible de más de 15 m. de potencia) no se ha podido realizar ningún estudio estratigráfico, al estar éstas transformadas en arcillas deleznable de colores rosados. Por tanto, aquí nos referiremos a datos regionales.

El espesor total de las pizarras con *Neseuretus* se puede cifrar en unos 300 m. (TAMAIN, 1972). Están constituidos por pizarras de carácter homogéneo y colores grises oscuros que pueden presentar niveles de nódulos carbonatados, ferruginosos y silíceos. También son frecuentes en esta unidad, las intercalaciones volcánicas de basaltos olivínicos de escasa continuidad lateral.

El ambiente deposicional de esta unidad debe corresponder a una plataforma externa bajo condiciones de baja energía, posiblemente por debajo del nivel de base de oleaje en etapas de tormenta.

El conjunto de las Pizarras con *Neseuretus* ha podido ser datado con Llanvirn-Llandeilo gracias a la presencia de trilobites, graptolitos, braquiópodos, moluscos y equinodermos en numerosas localidades. Entre la fauna

clasificada se pueden citar *Didymograptus (D.) artus* ELLES y WOOD, *Neseuretus (N.) avus* HAMMANN, y *Placoparia (P.) cambrensis* (HICKS) del Llanvirn inferior. *Didymograptus (D.) murchisoni* (BECK in MURCHISON), *Neseuretus (N.) tristani* (BRONG in DESMAREST), *Ectillaenus giganteus* (BURM), *Eodalmanitina destrombesi nava* (HAMMANN) y *Cacemia riberoi* (SHARPE) del Llanvirn superior. El tramo superior de la unidad contiene *Neseuretus (N.) tristani* (BRONG in DESMAREST), *Colpocoryphe rouaulti* HENRY, *Phacopidina micheli* (TROMELIN) y *Heterorthina morgatensis* MELOU que datan el Llandeilo inferior.

## 1.2. Terciario

Los primeros datos existentes sobre la característica de los materiales terciarios del Campo de Calatrava 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 F. HERNANDEZ PACHECO (1932), apenas 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.* (1972) y MOLINA (1974, 1975) centran sus estudios en las subcuencas de Alcolea de Calatrava y Corral de Calatrava, situadas al O de Ciudad Real. Citan la existencia de brechas cuarcíticas con cemento ferruginoso que reposan sobre el paleozoico en discordancia angular y erosiva. Estas brechas son de edad incierta, probablemente pre-mioceno medio. En la hoja de Almagro no llegan a aflorar, pero existe constancia de su presencia bajo los materiales que según estos autores son de edad Vallesiense a Rusciniense, 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. Recientemente, HOYOS *et al.* (1984) estudian las características geológicas del yacimiento de las Higuieruelas, la evolución del entorno de sedimentación lacustre-palustre del mismo y los procesos volcánicos asociados, determinando la edad de los mismos. ALBERDI *et al.* (en prensa) actualizan la paleontología y bioestratigrafía de los yacimientos Villafranquienses de las Higuieruelas y Valverde de Calatrava II.

En la llanura manchega occidental, entre Ciudad Real, Villarta de San Juan y Manzanares, pueden citarse las hojas geológicas de la primera serie, como las de Villarta de San Juan (MESEGUER, 1953), Manzanares (H. PA-

CHECO, 1935), Daimiel (ALVARADO y H. PACHECO, 1934) y Almagro (FERNANDEZ y ALVARADO, 1934). Mayor interés presentan los datos aportados por la recopilación de sondeos de SANZ (1946), el trabajo de síntesis del 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.* realizan la cartografía MAGNA de la hoja de Llanos del Caudillo, diferenciando los depósitos de «rañas» de las calizas lacustres que atribuyen al «Pontiense» s.l. NIÑEROLA *et al.* (1976) señalan la existencia de un surco relleno por sedimentos terciarios del Mioceno en el borde N de la llanura manchega occidental. Sin duda es el trabajo de PEREZ GONZALEZ (1981) el de mayor interés para el conocimiento de la estratigrafía, paleontología y evolución sedimentaria, tectónica y morfológica del Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega en general. En dicho trabajo se encuentra una recopilación y análisis bibliográficos exhaustivos, tanto de datos de superficie, como de subsuelo, de la que el autor extrae conclusiones de gran valor. Todo ello, unido a la elaboración de precisos mapas geológicos-geomorfológicos realizados por PEREZ GONZALEZ, lleva a una correcta interpretación de las características geológico-geomorfológicas y evolución de la llanura manchega durante los tiempos Neógenos y Cuaternarios. En este capítulo se describirán las características de los materiales sedimentarios neógenos (Pliocenos). El análisis y estudio de los materiales volcánicos se realizará en los apartados 1.3. (ROCAS VOLCANICAS) y 4 (PETROLOGIA). La relación entre los depósitos neógenos y el vulcanismo será discutido posteriormente.

#### 1.2.1. Fangos y arenas (16). Plioceno superior

Esta unidad aflora en el cuadrante sureste de la hoja, al este y sureste de los pueblos de Almagro y Bolaños de Calatrava. Sus condiciones de afloramiento son muy pobres, no existiendo más cortes que los agujeros de algunas canteras abandonadas en la actualidad. En una de ellas, situada a unos 1,7 km. al E de Almagro se ha podido levantar una sección con 5 m. de espesor visible.

La sucesión, de muro a techo, está formada por 1,5 m. de arcillas arenosas de colores abigarrados-grises, verdes y ocres que presentan abundantes inclusiones irregulares de óxidos de manganeso. Alrededor del 35 % de la muestra está constituida por arena fina y muy fina. Por encima se dispone un nivel de espesor entre 12 y 45 cm. de arenas ocres de grano fino, con morfología de canal. La composición mineralógica que presenta es cuarzo (15 %),

fragmentos de rocas volcánicas vítreas (15 %), fragmentos de rocas metamórficas (10 %) y fragmentos de pizarras (10 %). El 35 % de la roca es matriz saricítica y el 15 % cemento ferruginoso. A continuación se disponen 2,80 m. de limos arcillo-arenosos de colores pardos y verdes que hacia la parte superior presentan un nivel de 10 cm. de arenas con píldoras de cuarcita de 1 cm. de diámetro medio. La composición de las arcillas es de illita (85 %) y caolinita (15 %) dioctaédricas y con una cristalinidad muy baja. En la fracción ligera predominan los cuarzos (73 %) sobre los feldespatos potásicos (27 %). La mineralogía de pesados revela un espectro, mezcla de minerales resistentes con un pequeño porcentaje de derivados de rocas metamórficas y volcánicas. La asociación es turmalina (33 %), circón (25 %), granate (14 %), rutilo (12 %), estauroilita (3 %), andalucita (2 %), anfíboles (2 %), piroxenos (4 %) y olivino (5 %). Coronando la serie se disponen 0,5 m. de margas pulverulentas blancas con nódulos micríticos algo arenosos, correspondientes probablemente a un pequeño encostramiento de origen edáfico.

Las condiciones de afloramiento no permiten el estudio detallado de las características sedimentológicas de estos materiales. Sin embargo, se puede indicar la presencia de canales con una relación anchura/profundidad elevada (base erosiva muy tendida), rellenos por estratificaciones cruzadas de gran escala planares y *ripples* de corriente. Atribuimos el conjunto de la unidad a facies distales de abanicos aluviales sobre las que se instalarían canales fluviales, posiblemente de tipo *braided*.

Esta unidad cartográfica presenta características azoicas en la hoja de Almagro. Sin embargo, la existencia en la hoja vecina de Ciudad Real y en términos equivalentes de la serie neógena de los yacimientos de Las Higuieruelas y Valverde de Calatrava II nos permite asignar por correlación a la unidad una edad Plioceno superior (Villafranquiense inferior y medio basal).

### 1.2.2. **Yesoarenitas, margas yesíferas y yesos (17). Plioceno superior**

Existen con cierta extensión en la zona NO de la hoja, aunque al estar cubiertas por la costra calcárea de la unidad 20 el único lugar donde afloran es en los alrededores del pueblo de Pozuelo de Calatrava. Al N de la laguna de Pozuelo, en un frente de cantera se ha podido levantar una sección estratigráfica de los 7 m. de espesor visible de la unidad.

Por datos de sondeos se puede atribuir al conjunto de esta formación un espesor aproximado entre 0 y 25 m. La sucesión observada consiste en 5,6 m. de margas yesíferas de colores beige y cremas que a menudo engloban píldoras dispersas de cuarcita de diámetro máximo de 1 cm. Presentan inter-



calaciones de yesoarenitas de bases canalizadas y espesores de hasta 60 cm., y de niveles carbonatados nodulosos centimétricos. A techo se dispone un nivel noduloso de calizas tobáceas, de 40 cm. de espesor seguido de 1 m. de tobas calcáreas limosas con abundantes restos vegetales. Al microscopio, las yesoarenitas tienen un 15 % de arena fina de cuarzo, siendo el resto de la roca cristales y agregados de yeso epigenizados en dolomita y calcita. Las tobas que coronan la sucesión presentan una composición mineralógica global de un 35 % de cuarzo, de tamaños arena fina y muy fina principalmente, un 50 % de calcita y un 15 % de filosilicatos de tipo illita (65 %) y caolinita (35 %), además de indicios de zeolitas (stilbita).

El ambiente de sedimentación correspondería a zonas internas de áreas lagunares efímeras bajo un clima árido o semiárido, en las que las esporádicas precipitaciones removilizarían el propio material yesífero previamente depositado, dando lugar a las yesoarenitas canalizadas. Las tobas calcáreas del techo de la sucesión podrían indicar el retorno a condiciones climáticas relativamente más húmedas, representando las orlas externas de áreas lacustres más generalizadas.

Esta unidad presenta características completamente azoicas. Por correlación con los yacimientos de Las Higuieruelas y Valverde de Calatrava II se le puede asignar una edad Plioceno superior.

### 1.2.3. Calizas y margas (18). Plioceno superior

Ocupan aproximadamente la mitad N de la hoja de Almagro, por debajo de la costra laminar asociada a la superficie inferior de la llanura manchega. Sin embargo, sólo llegan a aflorar, y de forma muy parcial, en los pequeños valles de algunos arroyos como el del Seco, en fondos de dolinas, al N de Bolaños de Calatrava, en los alrededores de la Sierra Lucía (esquina NO de la hoja) y en las cercanías de los Baños de San Cristóbal (en la esquina SO).

Dado que el máximo espesor visible de la unidad no supera los 2-3 m. en los lugares mejores (Baños de San Cristóbal, Arroyo del Seco), no se ha podido levantar ninguna sección de estos materiales, habiéndose estudiado mediante muestras sueltas. Por los datos de los sondeos y geofísica, se puede indicar que el espesor máximo que presentan es de unos 60 m., hacia la parte central del borde N de la hoja.

Se tratan de margas, calizas margosas *mudstone*, de colores blancos y cremas, recristalizadas. En ocasiones presentan facies de calizas yesíferas, arenosas u oncolíticas. En la esquina SO de la hoja, las calizas aparecen interestratificadas entre materiales de naturaleza hidromagmática diferencia-

dos en la cartografía como unidad 15 y que se describirán en el capítulo 1.3. Al microscopio se presentan como micritas y dismicritas con porcentajes de arena de cuarzo entre el 0 y el 20 %. Suelen estar bastante recrystalizadas con texturas finas o medias. Las matrices son pelletoides o grumosas, en ocasiones con pseudopisolitos. Las calizas yesíferas muestran epigénesis de micrita yesífera a calcita.

La ausencia de cortes impide el estudio sedimentológico de estos materiales. Deben corresponder, por sus características litológicas a medios lacustres generalizados.

Los únicos restos fósiles encontrados en la presente formación se reducen a restos de algas cloríceas y cianofíceas. Le asignamos una edad Plioceno superior.

#### **1.2.4. Gravas y cantos poligénicos de cuarcita y cuarzo, arenas y arcillas arenosas (19). Raña. Plioceno superior**

GOMEZ DE LLARENA (1916) describe por primera vez con detalle las «rañas» existentes en la parte occidental de la submeseta meridional. F. HERMANDEZ PACHECO, (1932) les atribuye una edad Pliocena. Posteriormente MOLINA (1975) define la Raña como «una formación detrítica continental, con una expresión morfológica y edad perfectamente definidas, apoyada sobre una superficie más o menos ondulada que presenta una alteración química muy desarrollada. Constituye una forma de acumulación de materiales o glacis de piedemonte, que fosiliza a otra superficie. Su génesis es aluvial». PEREZ GONZALEZ (1981) sitúa la Raña entre las costras laminares bandeadas que cierran el ciclo de colmatación de las cuencas terciarias y las superficies penetrativas previas al encajamiento de las terrazas, fijando una edad Villafranquiense media para la misma.

Los principales afloramientos se encuentran en la zona de los arroyos de los Cuetos y de la Mina, además de un pequeño retazo al N de Sierra Pelada. La superficie superior se encuentra muy degradada y se sitúa en cotas comprendidas entre los 680-650 m.

En una cantera existente junto a la Casa del Pardillo, al O de Sierra Pelada, se ha podido constatar la profunda alteración existente en el substrato paleozoico por debajo de los niveles de Raña. Esta alteración en parte es heredada de los procesos anteriores y transforma las pizarras paleozoicas en arcillas de tonos rosados constituidas por filosilicatos del tipo illita (75-80 %) y caolinita (20-25 %), dioctaédricos, con buena cristalinidad. Alcanza un espesor mínimo visible de 15 m.

La Raña está compuesta por clastos de cuarcita (95-98 %) y cuarzo (2-5 %). Suelen tener, en la fracción menor de 2 cm., contenidos en grava entre el 40 y 65 %, arena entre 20 y 40 % y limo más arcilla entre el 5-35 %. En la fracción mayor de 2 cm. dominan los tamaños comprendidos entre 2 y 4 cm y 4-6 cm., siendo el centilo del orden de 45 cm. en cuarcita. Algunos cantos presentan pátinas carbonatadas.

El espesor de la formación es difícil de establecer debido a los procesos de coluvionamiento que retoman el material de la propia Raña y lo derraman por las laderas en las que pudieran encontrarse cortes donde medir su potencia, la cual probablemente no exceda de los 10 m.

Los afloramientos no permiten deducir las características sedimentológicas de la Raña. Los estudios de MOLINA (1975), revelan que se trata de depósitos formados por la amalgamación de canales trenzados tipo *braided*.

La edad de la Raña se sitúa en el Plioceno superior, entre los —2 y —2,5 millones de años (MOLINA, 1975; PEREZ GONZALEZ, 1981).

### 1.3. 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 recientes 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. HERNANDEZ 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. En los trabajos realizados por PARGA PONDAL (1935) se efectúa 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 quimismo. 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.

Las manifestaciones volcánicas en la zonas de Almagro han tenido gran importancia, siendo ésta una de las áreas más representativas de la Región Volcánica Central Española, o de Campos de Calatrava, de la que constituye en buena parte su borde oriental.

En la hoja existen más de cincuenta centros volcánicos que se concentran esencialmente en los dos tercios más occidentales.

Los mecanismos eruptivos han sido esencialmente estrombolianos e hidromagmáticos. En el primer caso, se han formado normalmente pequeños conos piroclásticos hoy degradados a cerros redondeados, de los que en general, no han partido coladas de importancia. Sólo tres edificios del sur: Cerro Gordo, La Estrella y la Yezosa, tienen mayor tamaño (¿más recientes?) y poseen coladas de entidad. Las erupciones hidromagmáticas han tenido enorme importancia, constituyendo el 50 % del total de edificios reconocidos. No existen, por el contrario, edificios que se puedan atribuir con certeza a erupciones hawaianas, siendo la mayor parte de los centros formados por productos lávicos, posiblemente centros estrombolianos muy erosionados.

Dentro de los productos volcánicos y atendiendo a criterios vulcanológicos, podemos distinguir: lavas, piroclastos de caída y piroclastos hidromagmáticos. En cada uno de ellos podemos, además, especificar la composición: melilititas olivínicas, limburgitas, nefelinitas olivínicas y basaltos; con lo que, siguiendo ambos criterios, se han deferenciado cartográficamente en este caso, once unidades volcánicas (de la 5 a la 15).

A la escala macro o mesoscópica las diferencias entre los distintos tipos composicionales son prácticamente inexistentes o inapreciables (ligera diferencia en la coloración en muestra de mano), siendo éstas sólo importantes microscópicamente, por lo que la descripción por tipos litológicos se hace con detalle en el apartado de petrografía, efectuándola aquí esencialmente en base a la tipología vulcanológica.

En el caso de los depósitos hidromagmáticos, la naturaleza de los mismos, compuestos esencialmente por fragmentos no volcánicos, o incluso volcánicos, pero con dudas con respecto al origen juvenil (del mismo magma), o accidental (sin relación con él), no permite hacer diferencias en cuanto a la composición.

Refiriéndonos a los depósitos no hidromagmáticos se han reconocido

veintitrés afloramientos (la mayor parte de ellos seguramente centros volcánicos independientes), de los que 12 (el 48 %) son melilititas olivínicas; 9 (36 %) nefelinitas olivínicas, dos (8 %) limburgitas y otras dos (8 %) basaltos o basanitas. Su distribución dentro de la hoja sigue los criterios señalados por ANCOCHEA (1983), según los cuales, en las zonas más periféricas las rocas son esencialmente melilititas olivínicas, mientras que las rocas basálticas se concentran en las áreas centrales. Así, los dos centros más orientales (Pozo Blanco y La Vizuera) son melilititas olivínicas, y los dos únicos centros basálticos se sitúan en el borde occidental (el volcán de Sierra Lucía, en el norte y el de La Loma del Negrizal, en el sur).

La asignación a tipos petrológicos concretos se ha efectuado normalmente en base a criterios microscópicos y no geoquímicos. Así por ejemplo, las basanitas que sólo existen en esta región químicamente y no mineralógicamente se han incluido con los basaltos, que es lo que son petrográficamente. Únicamente se ha roto este criterio en el caso de las limburgitas que, como veremos más adelante, no son un tipo litológico independiente, sino el equivalente más vítreo de los otros tipos; por lo que siempre que ha sido posible, se han clasificado, según su composición química.

### **1.3.1. Melilititas olivínicas, Nefelinitas olivínicas, Basaltos y Basanitas (6, 11 y 14). Lavas**

Son fundamentalmente melilititas olivínicas y nefelinitas olivínicas, no existiendo lavas limburgíticas y en muy pequeña proporción basálticas.

Se trata tanto de coladas, como de materiales lávicos, pertenecientes a chimeneas o pequeños domos de edificios fuertemente erosionados. Las coladas tienen, en general, poca importancia y extensión, alcanzando sólo un cierto desarrollo en los edificios más meridionales situados en las sierras paleozoicas. De oeste a este: los volcanes del Cerro Gordo, La Estrella y La Yezosa.

En el volcán del Cerro Gordo, se han formado dos coladas que han corrido paralelas hacia el NO, desde la sierra hacia el valle de Valenzuela de Calatrava, su extensión visible hoy día es de un kilómetro y medio aproximadamente. Del volcán de La Estrella se desprendieron también sendas coladas hacia el oeste y NE, pero de menor entidad (500-600 m.). En los dos casos, se trata de nefelinitas olivínicas.

El mayor desarrollo de coladas corresponde al volcán de La Yezosa, al SE de Almagro. De este volcán salieron materiales lávicos por su parte suroriental, dirigiéndose hacia el este y el sur. En el primer caso, se vieron frenadas

por un umbral paleozoico que no consiguieron rebasar, por lo que se acumularon, adquiriendo un considerable espesor. Una cantera, que explota hoy día estos materiales en su zona más externa, permite observar un espesor de más de 5 metros de roca volcánica con disyunción columnar grosera. Por el sur, por el contrario, la colada consiguió pasar por un estrecho collado, derramándose a continuación hacia el valle en forma de abanico.

La longitud total de la colada es de unos 3 km., la más larga de esta zona y una de las mayores de la región volcánica.

En otros volcanes, como en los de la zona de la ermita de S. Isidro (SE de Bolaños) y en el volcán del este de la «Hoya de Naudín», existen también coladas aunque de menor entidad.

Los edificios volcánicos fuertemente erosionados están también, con frecuencia, compuestos casi exclusivamente por productos lávicos, que corresponden a antiguas chimeneas. Este es el caso de una buena parte de los edificios de melilititas olivínicas como el Cabezo de Aguilar, situado al sur del maar de Palomarejo (al NE de Pozuelos de Calatrava), o el del Cerro Moreno, en las proximidades de Almagro (NE), o el de los afloramientos de las sierras paleozoicas como el del oeste de Valenzuela de Calatrava, o en la zona SE de la hoja los de Cerro Blanco y la Viznera. Son afloramientos subcirculares de 300 a 600 metros de diámetro, formados por acumulaciones de bloques de roca volcánica masiva, con frecuencia con enclaves de rocas metamórficas o sedimentarias, parcialmente reaccionados. En el volcán de Cerro Moreno puede observarse cómo dichos materiales atraviesan depósitos terciarios con contactos en forma de embudo.

### **1.3.2. Melilititas olivínicas, Limburgitas, Nefelinitas olivínicas, Basaltos y Basanitas (5, 8, 10 y 13). Piroclastos de caída**

Forman acumulaciones de pequeña extensión y forma circular, constituidas esencialmente por bombas y escorias más o menos soldadas, que corresponden a facies proximales de edificios estrombolianos bastante erosionados. Los lapillis y las cenizas son más escasos. Composicionalmente los hay de todas las litologías: melilititas olivínicas, nefelinitas olivínicas, limburgitas y basaltos.

Normalmente, no puede observarse la estructuración de estos depósitos, siendo únicamente posible en canteras antiguas como las del volcán de San Marcos (o Las Zorreras) (al sur de Torralba de Calatrava), o actuales como las de La Yezosa. En ambos casos, puede apreciarse que se trata de depósitos groseramente estratificados, con marcados buzamientos hacia el exterior del

edificio, que varían desde tamaño bomba (en ocasiones métricas, pero normalmente pequeñas), a lipilli grueso.

Desde el punto de vista morfológico constituyen cerros cupuliformes de 300 a 800 m. de diámetro y únicamente en el volcán de La Yezosa, de mayor tamaño (unos 1.500 m. de diámetro), se conserva lo que puede haber sido una morfología de cráter, abierto al SE, por donde salieron las coladas. Como hemos indicado, en ocasiones, de estos edificios estrombolianos partieron coladas de cierta entidad, pero en otros muchos casos no se observa su presencia. Es frecuente también que aparezcan asociados a edificios de erupciones hidromagmáticas como sucede por ejemplo en el volcán de Sierra Lucía (al NO de la hoja), en el de San Marcos, en el Cerro Carboneras, junto al maar de la ermita de N.ª Sra. de Las Nieves, o en el maar situado al Norte de La Yezosa. En la mayor parte de ellos el edificio estromboliano suele ser posterior al hidromagmático.

### **1.3.3. Melilititas olivínicas, Limburgitas y Nefelinitas olivínicas (7, 9 y 12). Indiferenciadas**

Se incluyen en este apartado en la cartografía aquellos materiales volcánicos en los que, por su falta de afloramientos, no se puede apreciar si se trata de rocas lávicas o piroclásticas, o bien aquellos otros afloramientos volcánicos en los que aparecen materiales de ambos tipos, pero sin entidad cartográfica ninguno de ellos para poder ser distinguidos. Suelen corresponder en ambos casos a centros de emisión muy erosionados. Composicionalmente son melilititas olivínicas, nefelinitas olivínicas y limburgitas.

### **1.3.4. Depósitos hidromagmáticos (15)**

El desarrollo de fenómenos hidromagmáticos, en las erupciones de esta región volcánica ha sido enorme, como lo prueba el que alrededor del 50 % de los edificios volcánicos de esta hoja tengan este carácter. La existencia e importancia de este tipo de actividad volcánica, ha sido señalada por ANCO-CHEA (1983), sin embargo, el trabajo realizado ahora ha puesto de manifiesto que ésta es aún de mucha mayor entidad de lo que se suponía, y efectivamente la casi totalidad de los nuevos centros localizados tienen este origen.

Los fenómenos hidromagmáticos tienen lugar cuando el magma interactúa con agua de cualquier origen: marina, glaciar, lacustre o freática, dando origen, frecuentemente a explosiones originadas por la vaporización brusca del agua a expensas de la energía térmica contenida en el magma. Como consecuencia de la explosión se forma una columna eruptiva, con fuerte

componente lateral, dando lugar a una nube rasante turbulenta con baja concentración de partículas (*base surge*), que se desplaza a gran velocidad, radialmente. Los edificios más característicos, resultantes de este proceso son los *maares*. Los criterios para su reconocimiento son fundamentalmente la morfología (cuando aún se conserva algo), y el que suelen presentar entre sus fragmentos esencialmente rocas paleozoicas angulosas de muy diverso tamaño, y en ocasiones cristales volcánicos sueltos o enclaves peridotíticos.

Por su morfología pueden distinguirse dos grupos de depósitos: los que aún conservan la morfología del edificio volcánico y que constituyen la gran mayoría, y las bandas de piroclastos hidromagmáticos de la zona oriental, que no mantienen ninguna morfología anterior.

En general, aparecen formando edificios de tipo *maar*, redondeados o elípticos, con una zona central plana y un anillo de tobas de pendiente suave, aunque más acusada hacia el interior. El tamaño de la zona plana interior varía en la actualidad desde tamaños próximos a  $300 \times 250$  m. de diámetro en los casos más pequeños, hasta  $1.250 \times 650$  m. en las más grandes, con tamaños medios y más frecuentes de  $700 \times 450$  m. Por su parte, la zona más elevada del anillo de tobas es también elíptica o circular, con tamaños de diámetros que van de  $500 \times 500$  m. a  $2.000 \times 1.500$  m. con valores medios y más normales de  $1.100 \times 850$  m.

En cuanto a los materiales se trata de tobas líticas, poco consolidadas y heterométricas, en las que predominan los fragmentos accidentales del paleozoico o terciario, con menos frecuentes de volcánicos cogenéticos (como anfíboles, piroxenos) o accidentales arrastrados por el magma desde el manto (enclaves ultramáficos) (ver Petrografía).

La falta de afloramientos impide ver normalmente la estructuración de los materiales. Cuando esto es posible, se trata normalmente de depósitos bien estratificados en los que se pueden distinguir facies «planares» con laminación paralela y facies con estratificación cruzada (*sand waves*). Tanto unas como otras están ocasionalmente deformadas por el impacto de bombas (*bomb-sags*), normalmente no volcánicas. Una descripción más detallada de este tipo de depósitos y de su estructuración, puede hallarse en la contigua hoja de Ciudad Real, donde los afloramientos permiten analizarla con mayor detalle.

### 1.3.5. 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 o las segundas fases desarrollan un vulcanismo alcalino y ultraalcalino con emisión de basaltos olivínicos y basanitas en las zonas centrales y melilititas olivínicas, tanto en el centro como en los bordes. La actividad principal se sitúa entre 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 detrítico-carbonatadas del Plioceno superior (Villafranquiense inferior y medio basal), tal y como se deduce de las relaciones espaciales y temporales entre ambos en las hojas de Almagro y de C. Real (18-31). En estas hojas también se observa que la superficie de erosión del límite plio-pleistoceno está perforada y deformada por numerosos edificios volcánicos.

Es importante señalar que en los casos en que se encuentran asociados un edificio explosivo de tipo hidromagmático con otro de tipo estromboliano, generalmente el segundo es posterior al primero, como se deduce de las relaciones espaciales entre ambos (por ejemplo, Cerro de San Marcos, Volcán de Sierra Lucía, Volcán de San Cristóbal —esquina SO— o en el maar situado al N de La Yezosa).

Por los anteriores datos y consideraciones hemos atribuido al vulcanismo una edad entre Mioceno superior-Pleistoceno inferior, aunque, como ya se ha indicado, la fase más importante del mismo debe corresponder en la hoja de Almagro al intervalo Plioceno superior-Pleistoceno inferior.

#### 1.4. PLIOCUATERNARIO Y CUATERNARIO. FORMACIONES SUPERFICIALES

Los trabajos de mayor interés sobre el Plio-pleistoceno y Cuaternario de la región en que se sitúa la hoja de Almagro son los de MOLINA (1974-1975) y PEREZ GONZALEZ (1981). El primer autor describe un amplio sector de los Campos de Calatrava y llanura manchega occidental. Presta especial atención a las características de la superficie plio-pleistocena encostrada, posterior a la superficie de la Raña, a la que donomina  $S_2$ , para diferenciarla de otra superficie encostrada más alta, o  $S_1$  anterior, según este autor, a la Raña. PEREZ GONZALEZ (1981) centra sus trabajos en la llanura manchega, depresión de Castilla la Nueva (La Alcarria, Mesa de Ocaña, Mesa de Colmenar), Plataforma externa de los Montes de Toledo, Valle del Tajo y Plataforma morfoestructural del Campo de Montiel. Estudia y correlaciona las diversas superficies, glaciares, terrazas, sistemas de abanicos aluviales y manto eólico, llegando a una precisa clasificación morfogenética del relieve cuaternario.

Para el estudio de las formaciones superficiales pliocuaternarias y cuaternarias se ha partido de la realización de perfiles detallados de campo, incidiendo en los aspectos edafológicos de los mismos.

#### 1.4.1. Costras calcáreas (20). Plioceno superior-Pleistoceno inferior

La superficie fundamental de la llanura manchega o S<sub>2</sub> de MOLINA se extiende desde el cuadrante NE de la hoja de Ciudad Real hacia las llanuras de Daimiel, Manzanares, Llanos del Caudillo y Villarta de San Juan. En la hoja de Almagro ocupa una gran extensión superficial, prácticamente toda su mitad norte. Se trata de una superficie de erosión tapizada por costras laminares de diferente espesor y desarrollo.

El carácter de superficie de erosión se hace patente en la cubeta de Almagro, donde recubre a diferentes términos del Plioceno superior.

Se ha estudiado en la serie de Cerro Moreno, donde se observa la existencia de un nivel de 0,4 m. de costra laminar bandeada de colores beige y rosados, muy compacta por recristalización. Este nivel reposa sobre 1,70 m. de encostramiento muy cementado en los 0,5 m. superiores y que pierde contenido en carbonato hacia la parte inferior, pasando a ser margas calcáreas limosas. Generalmente en la base de la sucesión aparecen nódulos columnares de material calizo más o menos pulverulento que penetran los sedimentos pliocenos. Por encima de la costra laminar bandeada se conserva un nivel discontinuo de arcillas rojas, correspondiente a los restos de un suelo rojo.

La costra suele presentar perfiles de variada naturaleza y colores pardo-rojizos, del tipo A(B), Cam, Ca y Cca, o bien A, Cam y Cca.

Al microscopio las costras laminares tienen contenidos en arena entre el 0 y el 20 %, y en ocasiones incluyen también material volcánico (Nefelina, vidrios). Los suelos rojos presentan una mineralogía de esmectitas (80 %) y caolinita (20 %), con indicios de interestratificados illita-esmectita.

En la génesis de la costra se producen alternancias de aportes finos (limo-arcilla) sobre los que se instalan comunidades de algas de corta vida (días), las cuales fijan el carbonato aun en condiciones de cierta pendiente. Estos materiales sufren posterior recristalización y aporte de cemento. La posterior evolución edáfica puede ser como sigue: lavado de carbonatos y rubefacción de arcillas en la superficie de erosión o aplanamiento, con la consiguiente formación de un suelo rojo con horizonte Bt bien desarrollado en la superficie y un horizonte cálcico en profundidad, por debajo del cual se produciría una cierta reorganización formándose nódulos calizos columnares. El perfil idea-

lizado 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 el estío o lo hacía de forma lenta y progresiva. Una deforestación y erosión del Bt determinaría que los horizontes Ca se situaran próximos a la superficie del terreno, quedando sometidos a rápidas e intensas situaciones de humedecimiento y sequía que acelerarían el desarrollo de encostramientos y costras laminares. Esta situación general se ha producido desde tiempos relativamente recientes y es la que persiste en la actualidad en esta superficie, por lo que las costras calizas continúan formándose.

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

#### **1.4.2. Gravas y cantos poligénicos de cuarcita y cuarzo, arenas, arcillas arenosas, arcillas y carbonatos (21). Conos de deyección. Pleistoceno inferior-Holoceno**

Son depósitos heterométricos de gravas y cantos, subangulosos a subredondeados, de naturaleza predominantemente cuarcítica, dada la composición de sus áreas de drenaje. Ocasionalmente engloban también cantos de material volcánico. Contienen abundante proporción de limos de tonos pardo-rojizos, y algunos carbonatos derivados de procesos edáficos.

Se sitúan al pie de los relieves paleozoicos, en relación lateral con depósitos coluviales o en desembocaduras de barrancos. Sobre ellos se desarrollan suelos similares a los que se describen en el apartado siguiente.

La edad que atribuimos a estos depósitos es desde el Pleistoceno alto al Holoceno.

#### **1.4.3. Gravas y cantos poligénicos de cuarcita y cuarzo, arenas, arcillas y carbonatos (22). Coluviones. Pleistoceno inferior-Holoceno**

Se distribuyen al pie de los relieves paleozoicos de la hoja, ocupando una gran extensión superficial.

Se trata de depósitos de cantos y gravas angulosas de cuarcita y en menor porcentaje de pizarra y cuarzo con abundante proporción de arenas y limo-arcilla de tonos rojizos, superiores a los de la Raña. Dentro de la fracción menor de 2 cm., las arenas constituyen del 18 al 42 % y los limos + arcillas el 35-60 %.

Un hecho común en estos depósitos coluviales es que presentan un horizonte superior de potencia decimétrica y excepcionalmente métrica (lo más

frecuente son los 30-40 cm.) de cantos angulosos cuya proporción disminuye hacia el pie de las pendientes. Por debajo aparece un horizonte textural rojo sin apenas cantos, de potencias variables entre unos pocos decímetros y 1 metro, bajo el que yace un encostramiento u horizonte cálcico columnar, siempre presente entre el Bt y la roca. Los perfiles edáficos que presentan son el tipo A, Bt, Btca, Bcca; A, Bt, Cam, Cca, o bien, AB, Bt, Bca.

Hay que señalar que ha habido al menos dos fases de formación de suelos rojos en la región, tal y como indican MONTURIOL *et al.* (1970) y MOLINA (1974, 1975) que dan lugar a complejas secuencias en los materiales coluviales. En la trinchera de ferrocarril, unos 2 km. al N de Almagro (serie 02), se ha observado la siguiente sucesión de procesos. De techo a muro:

- Suelo rojo más moderno con horizontes Bt, Bca y Cma.
- Intercalación de materiales hidromagmáticos.
- Suelo rojo más antiguo con horizontes Bbt, Cam y Cca.

Por las características edáficas se pueden atribuir estos depósitos al intervalo Pleistoceno inferior-Holoceno.

#### **1.4.4. Gravas y cantos poligénicos de cuarcita y cuarzo, arenas y limos (23). Terrazas. Pleistoceno medio-superior**

Existen en las márgenes de los arroyos de los Cuetos y de la Mina, en el cuadrante suroriental de la hoja. También se han asignado a esta unidad unos depósitos situados en la esquina SW, correspondientes a un cauce antiguo del río Jabalón, probablemente abandonado tras ser cortado por los materiales hidromagmáticos de una antigua erupción de tipo explosivo.

Están constituidas por clastos predominantemente cuarcíticos, de tamaño medio 3-4 cm. y centil 15-20 cm., con proporciones pequeñas de gravas de cuarzo de tamaño medio no superior a 1 cm., generalmente. También presentan una fracción más fina areno-limosa. En la zona del Arroyo de los Cuetos se presentan encostradas por carbonato cálcico, cuya génesis debe ser subactual.

Teniendo en cuenta los datos obtenidos en los diversos niveles de terraza de los ríos Guadiana y Jabalón en la hoja de Ciudad Real, atribuimos a estos depósitos una edad Pleistoceno medio-superior.

#### **1.4.5. Gravas y cantos poligénicos, arenas, limos y arcillas (24 y 25). Fondos de valle. Pleistoceno superior-Holoceno**

Corresponden a los fondos de los valles y vaguadas trazados por los arroyos de la zona.

Están constituidos por gravas y cantos de cuarcita y cuarzo en el caso de la unidad 24 y de cuarcita, cuarzo, caliza, costra carbonatada y eventualmente de rocas volcánicas en el caso de la unidad 25, con una matriz de arenas, limos y arcillas de tonos pardos.

Ambas unidades se han distinguido cartográficamente dados los distintos aspectos morfológicos que presenta la unidad 24, tales como la anchura de valle y presencia de terrazas, señal de condiciones genéticas bajo un clima con mayores precipitaciones que las subactuales. Por tanto, atribuimos a la unidad 24 una edad Pleistoceno superior-Holoceno, mientras que la unidad 25 pertenecería al Holoceno.

#### **1.4.6. Limos y arcillas orgánicas. Sales (26). Limos y arcillas yesíferas (27). Zonas endorreicas. Holoceno**

Relacionadas con dolinas desarrolladas sobre la costra calcárea de la superficie fundamental de La Mancha o en las depresiones de algún cráter de explosión se sitúan pequeñas cuencas endorreicas que han estado afectadas por encharcamientos estacionales. En la actualidad, la mayor parte de ellas (salvo la laguna de la Inesperada, junto a Pozuelo de Calatrava), se encuentran desecadas, debido al descenso del nivel freático en la región y/o a haber sido drenadas en tiempos recientes, siendo aprovechadas para el cultivo.

Los depósitos están formados por limos y arcillas de colores grises que contienen dispersos procedentes de las zonas próximas. Además, presentan proporciones de sulfatos cálcicos (27) y materia orgánica (26); lo que se ha distinguido en la cartografía. La unidad 27 presenta perfiles edáficos del tipo A, Acy y Cym.

La composición mineralógica global de una muestra es yeso, 70 %; dolomita, 30 %; e indicios de filosilicatos.

Estos depósitos poseen una edad Holocena.

### **1.5. GEOFISICA Y SONDEOS**

Existen en la hoja de Almagro numerosos sondeos, perforados principalmente para la obtención de aguas subterráneas. Por desgracia, la mayor parte de los mismos son inaprovechables desde el punto de vista estratigráfico dada la mala calidad de las descripciones litológicas que les acompañan, en gran parte causada por ser la mayoría pozos perforados a percusión con testificación poco precisa o nula.

Sin embargo, existen algunos pozos perforados a rotación, cuya información es bastante fiable, mientras que otros, aún con testificaciones de poca calidad, aportan datos útiles respecto, por ejemplo, a la profundidad del zócalo paleozoico bajo la serie pliocena.

A continuación se incluye una lista de los sondeos más significativos utilizados, acompañada de la interpretación de los mismos.

### *SONDEO 1013*

0 — 0,5 m.	Tierra vegetal.
0,5 — 5 m.	Calizas blancas.
5 — 8,5 m.	Calizas oquerosas, margas y arcillas.
8,5 — 12 m.	Margocalizas con niveles de calizas oquerosas.
12 — 18,5 m.	Calizas blancas.
18,5 — 22 m.	Calizas rosáceas con algo de yeso.
22 — 39,5 m.	Arcillas rojizas con vetas de yeso.
39,5 — 46 m.	Arcillas rojas plásticas con alguna arena.
46 — 49,5 m.	Arcillas de colores claros y oscuros, moscovíticas.
49,5 — 62,5 m.	Arcillas de colores claros y rojos con algo de yeso.
62,5 — 70 m.	Arcillas rojas.
70 — 76 m.	Arcillas de tonos claros con algo de yeso.
76 — 79 m.	Areniscas de tonos claros con algo de yeso.
79 — 79,5 m.	Arcillas de tonos oscuros.
79,5 — 80,5 m.	Arenisca porosa.
80,5 — 82 m.	Gravas sueltas.
82 — 84 m.	Arcillas rojas y verdes con niveles de margas blancas.
84 — 87,5 m.	Arcillas verdes y rojas con vetas de yeso.
87,5 — 88,4 m.	Calizas compactas.
88,4 — 97 m.	Arcillas rojas muy plásticas.
97 — 97,8 m.	Calizas compactas.
97,8 — 100 m.	Arcillas.

### *INTERPRETACION*

0 — 22 m.	Plioceno calcáreo (unidad 18).
22 — 39,5 m.	Plioceno yesífero (unidad 17).
39,5 — 100 m.	Plioceno detrítico (unidad 16).

### *SONDEO 2008*

- 0 — 2 m. Tierra de labor.
- 2 — 7 m. Calizas.
- 7 — 42 m. Margas blancas con intercalaciones calizas.
- 42 — 58 m. Arcilla roja.

### *INTERPRETACION*

- 0 — 42? m. Plioceno calcáreo (unidad 18).
- 42? — 58 m. Plioceno detrítico (unidad 16).

### *SONDEO 2017*

- 0 — 1 m. Tierra vegetal.
- 1 — 8 m. Caliza blanca.
- 8 — 55 m. Arcillas rojas.
- 55 — 100 m. Arenas finas con arcillas de tonos oscuros. ¿Intercalaciones de cenizas volcánicas?
- 100 — 111 m. ¿Basalto?

### *INTERPRETACION*

- 0 — 8 m. Plioceno calcáreo (Unidad 18).
- 8 — 111 m. Plioceno detrítico (Unidad 16) con intercalaciones de material volcánico.

### *SONDEO 2018*

- 0 — 0,5 m. Caliche.
- 0,5 — 6,4 m. Calizas margosas blancas.
- 6,4 — 10,2 m. Calizas blancas con elementos volcánicos.
- 10,2 — 17 m. Calizas blanco-rosáceas.
- 17 — 18,1 m. Margas blancas.
- 18,1 — 20 m. Calizas beiges con elementos volcánicos.
- 20 — 27,3 m. Cenizas y lapillis volcánicos con cemento calcáreo.

- 27,3 — 31 m. Calizas con elementos volcánicos.
- 31 — 35,4 m. Cenizas y lapillis volcánicos.
- 35,4 — 55 m. Arcillas rojas.
- 55 — 75 m. Calizas margosas compactas.
- 75 — 94 m. Arcillas rojas arenosas.
- 94 — 143 m. Arcillas rojas.

#### *INTERPRETACION*

- 0 — 0,5 m. Costra laminar bandeada (unidad 20).
- 0,5 — 35,4 m. Plioceno calcáreo (unidad 18) con intercalaciones volcánicas, posiblemente correspondientes en su mayor parte a episodios hidromagmáticos (unidad 15).
- 35,4 — 143 m. Plioceno detrítico (unidad 16) con alguna intercalación calcárea.

#### *SONDEO 4020*

- 0 — 15 m. Arcillas con cantos e intercalaciones calcáreas.
- 15 — 30 m. Calizas y margas blancas.
- 30 — 60 m. Arcillas rojas.
- 60 — 63 m. Conglomerados.
- 63 — 70 m. Areniscas y conglomerados de cuarzo.
- 70 — 90 m. Arcillas.

#### *INTERPRETACION*

- 0 — 30 m. Plioceno calcáreo (unidad 18).
- 30 — 60 m. Plioceno detrítico (unidad 16).
- 60 — 90 m. Triásico (posible facies Buntsandstein).

#### *SONDEO 4021*

- 0 — 1 m. Caliche.
- 1 — 8 m. Calizas.
- 8 — 20 m. Arcillas rojas con arena y grava.
- 20 — 40 m. Arcillas. Hacia abajo se hacen algo margosas.



40	— 43 m.	Calizas.
43	— 59,5 m.	Arcillas rojas.
59,5	— 61,5 m.	Margas arenosas.
61,5	— 64 m.	Calizas fisuradas.
64	— 65 m.	Arcillas y calizas

## **INTERPRETACION**

0	— 1 m.	Costra laminar bandeada (unidad 20).
1	— 8 m.	Plioceno calcáreo (unidad 18).
8	— 65 m.	Plioceno detrítico (unidad 16).

Se han elaborado para el sector de la llanura manchega occidental, donde se encuentra enclavada la hoja de Almagro, dos mapas, uno de isobatas del techo al zócalo paleozoico y otro de isobatas del muro de la formación carbonatada pliocena. Para ello se ha partido de los datos aportados por el informe de «Investigación geoelectrica de la llanura manchega» (ANTON, 1975), realizado mediante el empleo de una densa malla de sondeos eléctricos verticales, y del conjunto de sondeos mecánicos testificados existentes en la zona, los cuales han servido para precisar y modificar en su caso, las conclusiones del susodicho informe.

El compendio de estas informaciones queda reflejado en las figuras 2 y 3 de esta memoria.

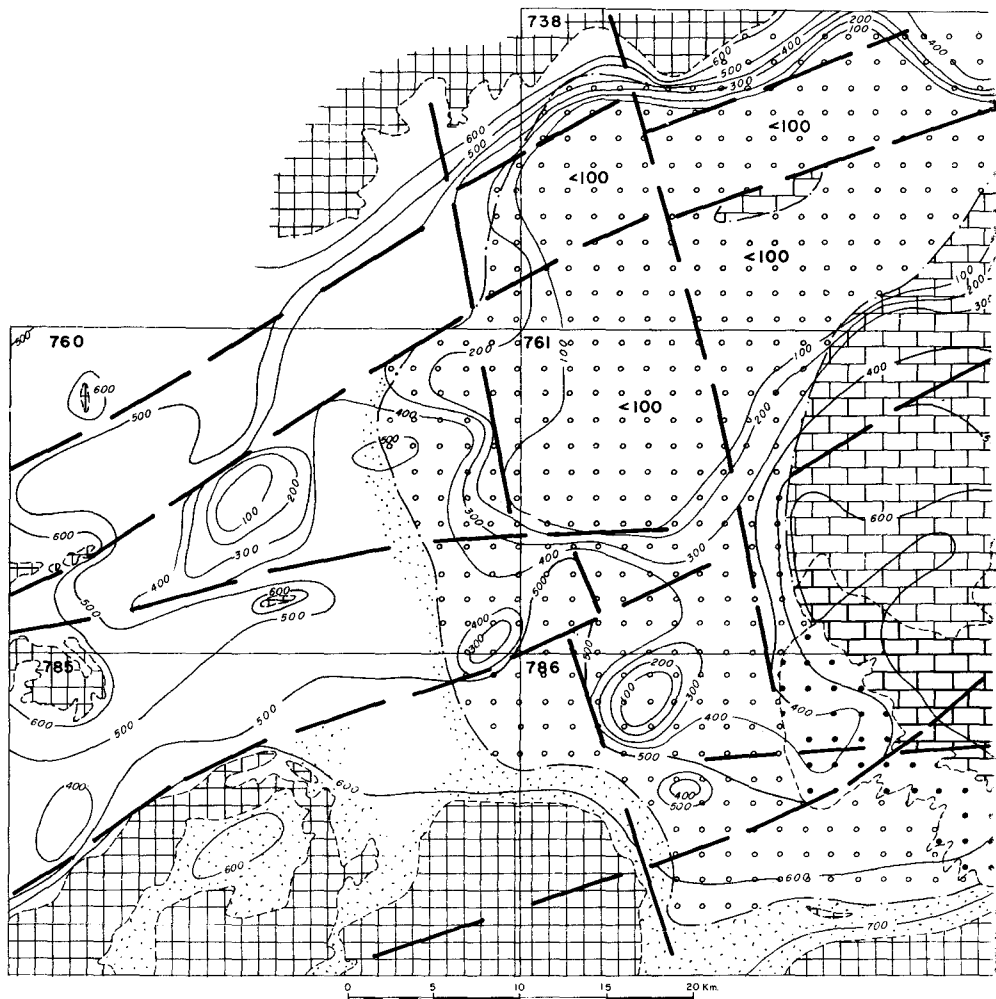
## **2. TECTONICA**

### **2.1. TECTONICA HERCINICA**

Los materiales paleozoicos han sido deformados por la Orogenia Hercínica en este sector sin producir en ellos metamorfosis.

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

El área a caballo del Campo de Calatrava y de la llanura manchega occidental en que se enclava la hoja de Almagro, presenta una macroestructura semejante a la existente en el sector de los Montes de Toledo, cercano hacia el Noroeste. VEGAS y ROIZ (1979), tomando como nivel de referencia el nivel



### ISOBATAS DEL TECHO DEL ZOCALO PALEOZOICO

#### JURASICO Y CRETACICO



Afloramientos  
Cubierto por materiales neógenos

#### TRIASICO



Afloramientos  
Cubierto por materiales neógenos

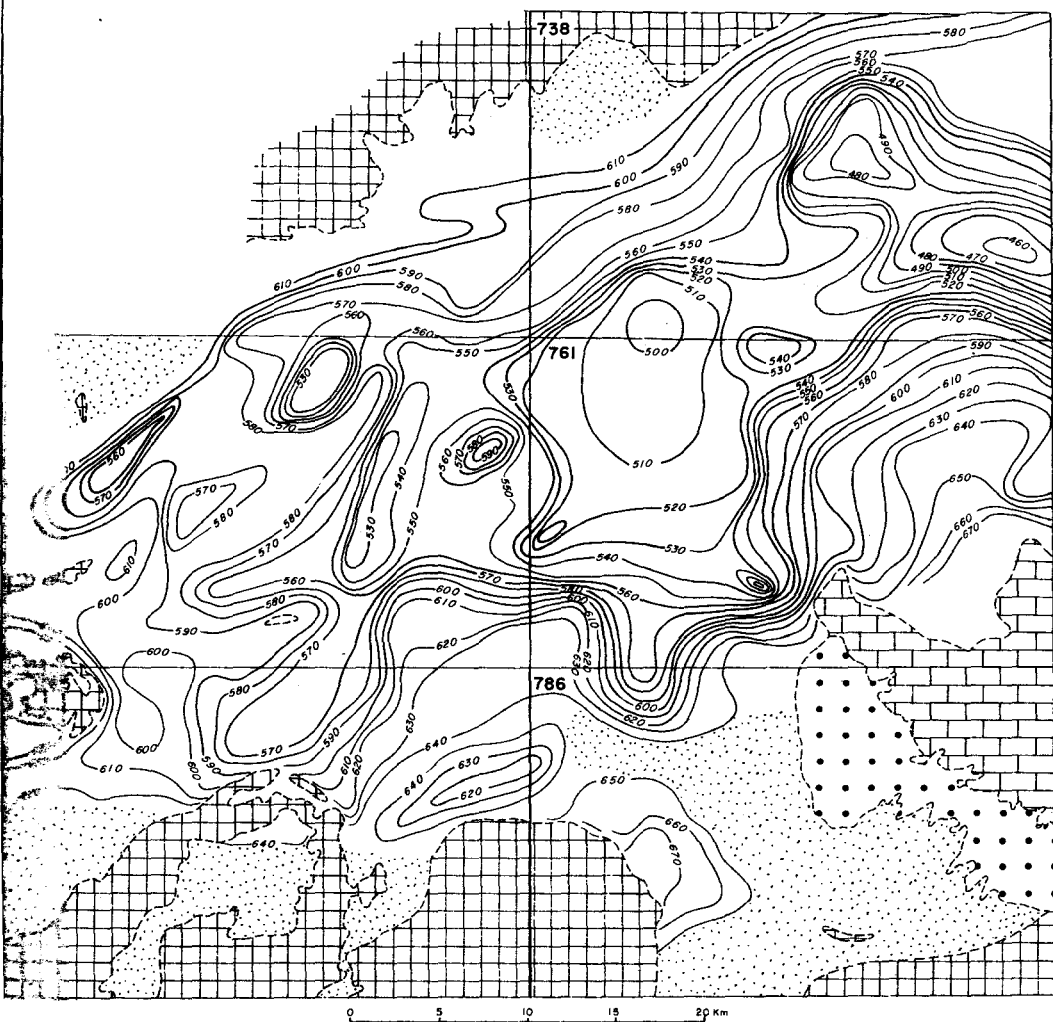
#### PALEOZOICO



Afloramientos  
Cubierto por materiales neógenos

- 600 — Isobatas referidas al nivel del mar
- - - Límite entre afloramientos
- - - Límite cubierto por materiales neógenos
- — — Fallos del zócalo

760 Número de hoja topográfica



### ISOBATAS DEL MURO DE LA FORMACION CARBONATADA PLIOCENA



Jurásico y Cretácico



Triásico



Paleozoico



Áreas sin sedimentos carbonatados pliocenos

— 590 — Isobatas referidas al nivel del mar

- - - - - Límite entre afloramientos

760 Número de hoja topográfica

Figura 3

fuertemente competente de la cuarcita Armoricana, 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», se trata de una serie de amplios domos separados por zonas sinclinales más o menos complejas.

En la hoja de Almagro se encuentran dos de estas macroestructuras el *Domo de Almagro* y el *Domo de la Sierra de Moral-Sierra Pelada*.

El *Domo de Almagro* se encuentra estructurado principalmente por la cuarcita Armoricana y de forma secundaria por la serie tremadociense subyacente. Su núcleo se encuentra recubierto por materiales pliocenos, debajo de los cuales deben encontrarse bastante próximos los materiales precámbricos (Alcudiense).

Tiene dimensiones kilométricas (20 km.), con el eje mayor orientado según una dirección NE-SO. Los buzamientos de los flancos están comprendidos entre 20-50° y en determinadas zonas del mismo se observan pliegues menores de direcciones comprendidas entre NE-SO y ENE-OSO y abundantes fracturas de escaso salto por lo general.

El *Domo de la Sierra de Moral-Sierra Pelada* aflora en la hoja de Almagro en su mitad occidental. Sus dimensiones son ligeramente menores (12 km. de diámetro máximo), con un eje mayor de dirección N-S.

Al no presentar recubrimientos pliocenos en su núcleo, se aprecian mejor las estructuras de plegamiento menores, lo cual aumenta el grado de complejidad tectónica aparente de este domo. Las direcciones predominantes de dichos pliegues van de la ENE-OSO a la E-O. Está afectado por dos sistemas conjugados de fracturas, uno de dirección N-S y otro E-O a ENE-OSO.

La gravimetría revela que en su núcleo, y no aflorante, existe una intrusión de naturaleza granítica cuyo emplazamiento está relacionado con el afloramiento granítico de las cercanías de Valdepeñas (BERGAMIN, Com. per.).

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

No podemos pensar 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  $20^\circ$  y cuyas direcciones son E-O y N  $110^\circ$ - $120^\circ$ . Algunas fracturas más recientes E-O y NE-SO afectan a estos materiales.

La deformación neógena parece derivarse de la reactivación de antiguas fracturas de zócalo en las que juegan un importante papel las direcciones submeridionales y 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 compresión bética (Serravaliense superior-Tortonense basal). PEREZ GONZALEZ (oo.cc) aboga por dos etapas distensivas fundamentales. La más antigua sería responsable de la apertura de las cuencas del Júcar y del Cabriel y de las Cuencas o depocentros de Villarta, Daimiel y Ciudad Real, rellenas 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).

Tanto en los Campos de Calatrava, como en la llanura manchega, los materiales pliocenos se encuentran suavemente deformados por ambas fases.

MOLINA (1975), basándose en las discordancias angulares observables entre los materiales «vulcanosedimentarios» y los materiales calcáreos infra-yacentes al yacimiento de Las Higueruelas (hoja 18-31: Ciudad Real) y en la deformación que a su vez presentan, establece la existencia de dos fases tectónicas asociadas a épocas de mayor actividad volcánica, las cuales 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 el Pleistoceno medio, de acuerdo con las dataciones radiométricas existentes. La fase volcánica principal se sitúa en el Plioceno medio-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 «vulcano sedimentarios») 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, no hay deformación.

— 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 costas calcáreas plio-pleistocenas (zona E de Pozuelo de Calatrava), y algunas terrazas (Valverde de Calatrava, hoja de Ciudad Real).

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 montañosos que la circundan.

### 3. GEOMORFOLOGIA

Siguiendo el pliego de condiciones técnicas del proyecto, se ha elaborado un mapa geomorfológico de características generales a escala 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 de Almagro se sitúa parcialmente en un área de características propias que se conoce por el nombre de *Campos de Calatrava*. Esta unidad geomorfológica (MOLINA, 1974, 1975) se sitúa entre dos unidades morfoestructurales diferentes: Los *Montes de Toledo* y la *llanura manchega*.

Los *Montes de Toledo* presentan un relieve desarrollado sobre los mate-

riales paleozoicos del Macizo Hespérico y enmarcan los *Campos de Calatrava* por el norte, oeste y sur, mientras que la *llanura manchega* lo hace por el este. Para PEREZ GONZALEZ (1981), esta última se extiende de este a oeste, desde Ciudad Real (frontera con los *Campos de Calatrava*), hasta el Valle del río Júcar, teniendo como bordes norte y sur relieves más o menos accidentados como los *Montes de Toledo*, *Sierra de Altomira*, *Campo de Montiel* y *Sierra Morena*. El límite de 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 Manzanares y Daimiel (20-31 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, relieves de origen volcánico, red fluvial encajada con desarrollo de terrazas (ríos Guadiana y Jabalón, hoja de Ciudad Real), 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 poco definidos con amplias zonas de encharcamiento, escaso o nulo desarrollo de terrazas y régimen semipermanente o estacional (PEREZ GONZALEZ, 1981).

La *Zona de Transición* participan de características intermedias, como un amplio desarrollo de las 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 Almagro se enclava en su mitad sur en los *Campos de Calatrava*. Su parte norte correspondería a la *Zona de Transición* anteriormente definida.

El relieve de los *Campos de Calatrava* es relativamente abrupto. Las alturas más elevadas se sitúan sobre los *resaltes estructurales* en capas de cuarcita o sobre los *conos volcánicos* existentes en las sierras paleozoicas (vértice Yezosa, 855 m.; vértice Viznera, 919 m.). La altitud media de estas sierras es de unos 700-800 m. Las vertientes suelen estar regularizadas, existiendo algunos *barrancos* o *arroyos* con escasa incisión lineal sobre los relieves cuarcíticos. En la salida de estos aparecen *conos aluviales*, de dimensiones generalmente hectométricas, pero que pueden alcanzar hasta 2 km. de longitud, y muy antiguos, los cuales se relacionan lateralmente con importantes masas de derrubios de ladera o *coluviones*.

Localmente, como ocurre en el borde S de la hoja, en la Sierra de Moral,

existe un *deslizamiento* en una zona de fuertes pendientes de los coluviones, habiéndose cartografiado el *nicho y lengua de despegue* del mismo.

Las vertientes de los cerros cuarcíticos y los conos y coluviones que las tapizan se encuentran muy estabilizados como se deduce de la antigüedad de los suelos rojos que soportan.

La *Raña* constituye una unidad estratigráfica-geomorfológica ampliamente representada en la submeseta meridional. Se define como un piedemonte de cobertera. En la hoja de Almagro se sitúa en el cuadrante suroriental, al oeste de la Sierra Pelada. Un pequeño resto se conserva como *relieve residual* al N de la misma.

En este sector de la submeseta meridional, la *Raña* se encaja en una superficie de erosión-acumulación más antigua (superficie S<sub>1</sub> de MOLINA, glacis con costra laminar de PEREZ GONZALEZ), de la cual en la hoja de Almagro no quedan restos, pero sí en zonas próximas (hojas de Daimiel y Manzanares).

MOLINA (1975) indica a su vez que la *Raña* fosiliza una superficie de erosión sobre la que se desarrolla una intensa alteración química, alteración que en parte es heredada de procesos anteriores y que se aprecia espectacularmente en la cantera situada unos 200 m. al sur de la Casa del Pardillo, al oeste de la Sierra Pelada. La superficie superior de la misma se sitúa en este sector en cotas próximas a los 680 m., y se presenta bastante erosionada y sometida a la incisión lineal de algunos *arroyos*.

El enlace de la *Raña* con los valles actuales se realiza mediante coluviones que retoman las gravas cuarcíticas, tapizando las pendientes.

El rasgo más significativo de la parte correspondiente a la *Zona de Transición* de la hoja de Almagro es la superficie de erosión fosilizada por enconstramientos carbonatados o *superficie inferior de la llanura manchega*, desarrollada entre las cotas de 650-620 m. Esta superficie se encaja ligeramente en la *Raña*, adosándose a sus bordes. En la *Zona de Transición* está frecuentemente deformada como consecuencia de los procesos volcánicos, dando lugar a *zonas endorreicas* locales relacionadas con suaves depresiones. Las costras calcáreas y los depósitos pliocenos subyacentes se encuentran irregularmente carstificados, dando lugar a *Dolinas* de bordes poco definidos. Sus dimensiones son generalmente hectométricas, salvo excepciones como la existente en el cuadrante noroccidental, cuyo diámetro mayor ronda los 3,5 km. La profundidad es menor a los 5 m., por lo general, y los contornos son elípticos o subcirculares. Algunos de los fondos de estas *dolinas* están ocupados por depósitos arcillosos de *descalcificación*.

En la parte nororiental de la Depresión de Almagro, así como en la pequeña depresión al oeste de la Sierra de Bolaños, alargada según una dirección



submeridiana, sobre la *superficie inferior de la llanura manchega*, se encaja levemente otra *superficie de erosión generalmente encostrada* por carbonatos, probablemente relacionada con la incisión de la red fluvial en tiempos recientes.

Sin duda es la morfología volcánica la que imprime carácter a la zona, rompiendo la continuidad de las formas de origen estructural, y de las superficies de erosión-depósito.

Aunque en esta región no existen edificios volcánicos de grandes dimensiones, su forma y coloración han llamado la atención de los habitantes, los cuales lo han denominado «cabezos», «negrizales», «cerros», «hoyas», «navas», etcétera, toponimia a menudo matizada por precisiones: Cerro Gordo, Cerro Moreno, Cerro Carboneras, Loma del Negrizal.

En la hoja de Almagro abundan los centros de emisión de actividad estromboliana, con depósitos piroclásticos, existiendo otros donde predominan las erupciones de tipo homogéneo y los depósitos lávicos. Otro tipo de mecanismo eruptivo fuertemente explosivo da lugar a los maeres, de los que trataremos más adelante y que son los más numerosos.

El grado de conservación actual de los edificios no sólo depende de su antigüedad, ya que influyen también factores tales como la forma original, el volumen de material emitido, la composición del mismo, el lugar donde se ubican, etc. (ANCOCHEA, 1983).

Se han diferenciado como *conos volcánicos* los edificios construidos por la acumulación de piroclastos de caída, distinguiéndose el único edificio (volcán Yezosa), en que se reconoce la existencia de una depresión somital o *cráter conservado*. Constituyen elevaciones de formas que van de troncocónicas a semiesféricas, dependiendo del grado de erosión. Sus diámetros son generalmente hectométricos, pudiendo llegar hasta cerca de 2 km. en el Yezosa. Sus alturas oscilan entre 20 y 120 m. Asociadas a estas formas de emisión, a veces, existen coladas de rocas básicas de morfología más o menos linguoide en planta. Entendemos como *superficie lisa de colada* aquella que no presenta irregularidades importantes, aproximándose a un plano levemente ondulado. Hay que señalar la posibilidad de que en un principio se tratara de superficies de lavas cordadas (*pa-hoe-hoe*) posteriormente erosionadas. Se han señalado también en el mapa las principales *direcciones de flujo* de las mismas, así como los leves escarpes del frente de las mismas, debidos normalmente a erosión diferencial.

Los *maeres* son formas causadas por explosiones volcánicas de origen hidromagmático. Se han cartografiado como *cráteres de explosión*, sin o con *anillo de tobas conservado*.

El primer tipo corresponde a *cráteres de explosión* desarrollados sobre los

relieves paleozoicos de la esquina SO de la hoja. Constituyen depresiones cerradas de contornos circulares con diámetros próximos a los 300 m. de bordes relativamente suavizados por la erosión. Sus profundidades no superan los 30 m.

El segundo tipo son los *cráteres de explosión con anillo de tobas conservado*, o auténticos *maares*. Salvo alguna excepción (Hoya de Nadin, por ejemplo), generalmente se disponen sobre la *superficie inferior de la llanura manchega*, y muchas veces se presentan adosados a los relieves paleozoicos. Consisten en un cráter o suave depresión, situada en ocasiones bajo el nivel general del suelo, y un anillo que las rodea total o parcialmente, constituido por la acumulación de piroclastos expulsados por el cráter. Son de contornos subcirculares o subelípticos. Los diámetros de la depresión interna oscilan entre 250 y 1.300 m., y los del anillo de tobas, tomados desde el centro de la forma a la parte más elevada, del mismo, entre 400 y 2.200 m. La altura del anillo tobáceo respecto al punto más deprimido no suele sobrepasar los 20 m. En los fondos de los cráteres aparecen, pues, depresiones cerradas, potencialmente encharcables, dando lugar a las *zonas endorreicas o semiendorreicas*, alguna de ellas con depósitos evaporíticos y *salinos*, representadas en la cartografía.

La red fluvial está escasamente desarrollada en la hoja de Almagro. Apenas existen algunos *arroyos de cauces poco definidos*, que en el cuadrante nororiental de la hoja presentan un encajamiento sobre la *superficie inferior de la llanura manchega*, que no supera 1 m. Donde ha sido posible se han representado la zona plana correspondiente a los *fondos de valle o vaguada*.

En los Arroyos de los Cuetos y de la Mina se conservan algunos retazos de *terrazas*, que generalmente se encuentran encostradas por carbonatos.

Por último, hay que resaltar la existencia en la hoja de algunos *yacimientos históricos y/o protohistóricos*, el más singular de los cuales es una motilla paleolítica situada próxima al borde N de la hoja.

La evolución geomorfológica de la hoja puede resumirse como sigue:

El zócalo paleozoico se vio sometido durante el Paleógeno superior y Mioceno inferior (?) a una profunda alteración química bajo condiciones «tropicales» con desarrollo de corazas ferruginosas al pie de los relieves residuales paleozoicos. De estas corazas, aun cuando no están representadas superficialmente en la hoja de Almagro, hay constancia en algunos puntos, cubiertas por materiales pliocenos o cuaternarios. Tras el relleno de las cuencas pliocenas, se producen desequilibrios tectónicos entre el macizo y las cuencas, tendiendo el clima a ser más húmedo y estacional, desarrollándose diversas superficies de erosión previas y correlativas al depósito de la Raña. Nuevas actividades tectónicas más débiles que las anteriores preceden a la

génesis de la superficie de erosión encostrada, quedando la zona configurada como una gran llanura en la que asomaban los relieves paleozoicos. Posteriormente se produce el encajamiento de la red fluvial, con desarrollo de terrazas durante el Pleistoceno, fundamentalmente hacia el este de la hoja (ríos Guadiana y Jabalón, hoja de Ciudad Real).

La actividad volcánica abarca desde el Mioceno superior al Pleistoceno inferior. Las relaciones de las formas volcánicas con las unidades geomorfológicas y sedimentarias nos indican que son las de edad Mioceno superior y Pleistoceno inferior las que más importancia presentan desde el punto de vista geomorfológico.

Una visión más extensa de la evolución geomorfológica del sector ocupado por la hoja de Almagro y zonas circundantes se dará en el apartado de Historia Geológica.

#### 4. PETROLOGIA DE LOS MATERIALES VOLCANICOS

Desde el punto de vista petrográfico pueden distinguirse, dentro de las rocas volcánicas dos grandes grupos: por un lado las rocas masivas y piroclásticas de caída y por otro las rocas piroclásticas de origen hidromagmático. Las diferencias entre este segundo grupo y el primero son, por una parte texturales y por otra composicionales, ya que, estas últimas, poseen entre otras cosas gran cantidad de fragmentos accidentales. Sin embargo, para los fragmentos volcánicos las descripciones de las tipologías rocosas son, a grandes rasgos válidas para los tres grupos.

En general, todas las rocas son porfídicas, con fenocristales omnipresentes de olivino y normalmente también augita, minerales opacos, olivino y feldespatos o feldespatoideos. Las diferencias entre unos tipos litológicos y otros radican fundamentalmente en la naturaleza o presencia de feldespatos y feldespatoideos. La clasificación de estas rocas dependerá lógicamente de estos minerales. Si sólo contienen plagioclasa: basaltos; si sólo poseen feldespatoideos sin plagioclasa, según el nombre de éste: nefelinita olivínica, melilita olivínica, etc. Si tiene plagioclasa y feldespatoide: basanita, y si no tiene feldespatos ni feldespatoideos: limburgita. Si coexisten nefelina y melilita, hemos optado por denominar a la roca melilita olivínico-nefelínica, independientemente de la proporción relativa de ambos minerales, por considerar a la melilita como el mineral más característico petrogenéticamente. **No existen basanitas modales, es decir con plagioclasa y feldespatoide, aunque sí son frecuentes desde el punto de vista químico.**

Independientemente de la litología, todas pueden presentar frecuentes amígdalas rellenas de carbonatos y en ocasiones de ceolitas.

#### 4.1. MELILITITAS OLIVINICAS (5, 6 y 7)

Petrográficamente pueden distinguirse dos grupos: melilititas olivínicas y melilititas olivínico-nefelínicas, según posean o no nefelina. Excepto por la presencia de este mineral, las características de ambos grupos son muy similares. Las melilititas olivínicas sin nefelina son con frecuencia, aunque no siempre, los equivalentes menos cristalinos de las melilititas olivínico nefelínicas en las que, en lugar de nefelina (que cristaliza en los últimos estadios), hay vidrio; éste debe ser por ejemplo el caso en los fragmentos que aparecen dentro de los depósitos hidromagmáticos, donde el enfriamiento brusco ha impedido la formación de nefelina. En otros casos, su ausencia puede ser debida a que está totalmente transformada en ceolitas.

El fenocristal más frecuente y muchas veces el único es el olivino (Fo 82-89 %), idiomórfico o subidiomórfico, con frecuente alteración periférica a iddingsita, golfos de corrosión y, en ocasiones, extinción ondulante. La augita no está siempre como fenocristal; cuando lo hace es también con hábito idiomórfico o subidiomórfico, zonada con borde más rico en titanio y núcleo a veces más rico en sodio (egirínico) y más raramente y en la misma roca más rico en titanio como el borde.

La melilita, aparece como microfenocristal graduando su tamaño hasta el de la matriz. Suele presentarse en secciones idiomórficas, con formas tabulares e inclusiones que le dan la característica estructura en estaca, y más raramente en secciones basales octogonales. Con frecuencia aparece alterada a productos de color amarillento de baja o nula birrefringencia. Composicionalmente se trata de akermanita: 52-59 %; ferroakermanita: 1-8 %; gehlenita: 0-6 %; y nammelilita 30-40 % (IBARROLA y BRANDLE, 1974).

La matriz está compuesta por melilita, augita, opacos, olivino y en la mayor parte de los casos nefelina. Esta última ocupa posiciones intersticiales, con tendencia a dar secciones cuadrangulares, y más raramente en placas grandes alotriomórficas que engloban poiquiliticamente al resto de los minerales. Su mayor tamaño lo adquieren cuando cristalizan en cavidades donde se asocian a apatito, ocasionalmente biotita y más raramente carbonatos primarios. Composicionalmente poseen elevados contenidos de kalsilita (20-25 %).

En las rocas del volcán situado al este de la Hoya de Nandín, aparece además un mineral del grupo de la sodalita, subidiomórfico a idiomórfico,

algo corroído con inclusiones, en especial en los bordes de color pardo; su tamaño llega al de microfenocristal.

El apatito es un mineral accesorio bastante frecuente, la biotita rara, pero ambos comunes también en los otros grupos de rocas. La perouskita se presenta en pequeños cristales idiomórficos o subidiomórficos, siendo un accesorio característico y exclusivo de este tipo de rocas.

#### 4.2. LIMBURGITAS (8 y 9)

Son rocas en las que no aparece ningún feldespatio ni feldespatoide y en su lugar suele aparecer vidrio, aunque a veces sea escaso. Lógicamente tendrán esta naturaleza las rocas menos cristalinas, enfriadas bruscamente, como las piroclásticas (tanto la caída, como hidromagmáticas), o los términos escoriáceos. Esto sucederá tanto más cuanto más tardía sea la cristalización del feldespatio o feldespatoide. De ahí que, si bien las limburgitas pueden ser el equivalente hipocristalino de cualquiera de los otros tipos rocosos, al ser la nefelina la de cristalización posterior de entre todos ellos, corresponden en su mayoría a nefelinitas olivínicas (ANCOCHEA, 1983).

Por el resto, son rocas similares a las demás, con fenocristales de olivino y augita, a veces con tendencias picríticas, normalmente con más olivino que augita, pero en ocasiones en similares proporciones o incluso dominando el piroxeno. Como accesorio esporádico aparece biotita.

#### 4.3. NEFELINITAS OLIVINICAS (10, 11 y 12)

Las nefelinitas olivínicas, son en general rocas holocristalinas porfídicas. Los fenocristales son de olivino y augita, en proporciones relativas variables, y más raramente de olivino sólo. Las características de ambos: hábito, alteración, zonado, etc., son similares a las descritas para los otros grupos. En la matriz, además de augita, opacos y olivino, aparece nefelina, normalmente intersticial y con secciones cuadrangulares o bien en placas, a veces, de gran tamaño, que engloban poiquiliticamente al resto de las fases minerales. Su composición es similar a la de la nefelina de las melilititas olivínico nefelínicas. La biotita aparece como mineral accesorio con frecuencia, el apatito prácticamente siempre. En algunos casos existe analcima, rellenando cavidades e intersticios.

#### 4.4. BASALTOS Y BASANITAS (13 y 14)

Petrográficamente son casi siempre basaltos olivínico-augíticos y en algún caso sólo olivínicos.

Los fenocristales de olivino son idiomórficos o subidiomórficos, a veces con golfos de corrosión, y frecuentemente con el borde alterado a iddingsita, alteración que llega a ser total en los cristales más pequeños. La augita, también idiomórfica o subidiomórfica, está zonada, en general, con un borde más rico en titanio.

La matriz está constituida por augita, opacos, olivino en menor proporción y plagioclasa (labradorita-andesina). Esta suele presentarse como microlitos no muy abundantes y con tendencia a la orientación fluidal, en algún caso aparece intersticial, englobando al resto de los minerales de la matriz. El mineral accesorio más frecuente es el apatito y sólo ocasionalmente biotita.

#### 4.5. DEPOSITOS HIDROMAGMATICOS (15)

Petrográficamente son tobas poligénicas líticas o lítico-cristalinas, de granulometría muy variable, siendo en general muy heterométricas, tienen a veces laminaciones visibles y grano-selección marcada. Están formadas por fragmentos de muy distinto tamaño y naturaleza, que pueden dividirse en dos grandes grupos: volcánicos y no volcánicos. El cemento suele estar constituido por una ceniza muy fina más o menos argilitizada y carbonatada.

Los fragmentos no volcánicos, claramente accidentales, suelen ser de composición parecida para cada volcán, pero pueden ser muy distintos de uno a otro edificio. Reflejan el nivel donde tiene lugar la explosión hidromagmática, que lógicamente en esta región será la mayor parte de las veces entre materiales paleozoicos o precámbricos. De ahí que la naturaleza de estos fragmentos sea, en la mayor parte de los casos, cuarcítica o pizarrosa con muy bajo grado de metamorfismo. En uno de los maeres de Valdecañas, abundan en cambio los fragmentos de diabasas.

Son también comunes, dentro de los fragmentos no volcánicos los de rocas ultramáficas: normalmente peridotitas con espinela y en ocasiones con anfíbol. El caso más espectacular en éste sentido, es el de los depósitos del maar de la Nava, en el extremo suroccidental de la hoja, donde son extraordinariamente frecuentes y grandes.

Dentro de los fragmentos no volcánicos hay que mencionar la presencia de rocas carbónatadas posiblemente de la cobertera terciaria. Tanto éstas,

como los fragmentos de cuarcita y pizarra, no presentan reacción con la roca volcánica.

Es habitual que los fragmentos no volcánicos estén rodeados por una pátina de vidrio volcánico o incluso por un pequeño espesor de rocas volcánicas hipocristalinas que ha quedado adherida a ellos durante la erupción.

La proporción relativa entre fragmentos volcánicos y no volcánicos es muy variable, en general los no volcánicos suelen ser muy frecuentes, normalmente los más abundantes, pudiendo llegar a ser casi los exclusivos.

El segundo constituyente importante de estos depósitos son los fragmentos volcánicos. Estos pueden ser rocas volcánicas holocristalinas, cuyo origen más probable es que se trate de fragmentos accidentales igual que los no volcánicos; su presencia no es usual. Los fragmentos volcánicos más frecuentes suelen ser los porfídicos con matriz vítrea, o los totalmente vítreos. Son mucho más raros los porfídicos con matriz hipocristalina. En general son siempre angulosos o muy angulosos.

Composicionalmente la mayoría suelen ser limburgitas, en las que en una matriz vítrea únicamente aparecen fenocristales de olivino o de olivino y augita, en general idiomórficos y análogos en sus características a los descritos en los otros grupos rocosos. También son comunes los fragmentos de melilititas olivínicas hipocristalinas, por ejemplo en el maar de la Hoya de Nandín, en el de la Nava, en los de Valdecañas, o en el del oeste del Almagro; son rocas porfídicas con matriz vítrea en la que además de los fenocristales de olivino y augita hay fenocristales idiomórficos de melilitita totalmente alterada e isotropizada; únicamente en los fragmentos de mayor tamaño puede apreciarse en las zonas más internas restos más frescos de melilitita.

Las nefelinitas olivínicas y los basaltos son mucho más raros como fragmentos, no aparecen dentro de las tobas, sino como bombas sueltas de mayor tamaño y tal vez puedan ser en muchos casos occidentales y no juveniles. En el maar del sur de Bolaños, en el del Santuario de N.<sup>a</sup> Sra. de las Nieves, y en algunos de los situados en las proximidades del volcán de San Marcos se han encontrado fragmentos de nefelinitas olivínicas. Únicamente en los próximos al volcán de San Marcos se han hallado además basaltos.

El vidrio de los fragmentos volcánicos es bastante variado. Con frecuencia es taquilita con un grado de vesicularidad muy variable desde nada a muy vesiculado; también es habitual que se trate de sideromelana amarilla-anaranjada de vesicularidad variable, aunque en general menor que los de taquilita y siendo normales los no vesiculados; en ocasiones aparece agrietada. Menos usuales son los fragmentos de vidrio más o menos palagonitizado. En una misma toba pueden aparecer los tres tipos de vidrio.

Por disminución del tamaño podemos pasar a fragmentos cristalinos nor-

malmente de cuarzo si procede de la fragmentación intensiva de una roca no volcánica y de olivino o de augita si son cristales volcánicos. Tanto si son de una composición como de otra, están en muchos casos envueltos por una película vítrea. En ocasiones aparecen también anfíboles que sin embargo no existen en las rocas volcánicas masivas. Esporádicamente existe lapilli acrecional, nucleado tanto sobre fragmentos volcánicos como no volcánicos.

#### 4.6. GEOQUIMICA Y PETROGENESIS

Existen 10 análisis de rocas volcánicas de esta hoja, correspondientes a otros tantos volcánicos (Tabla 1). Son todas rocas claramente subsaturadas, con olivino y nefelina normativos. Su clasificación química se ha efectuado siguiendo los siguientes criterios normativos (ANCOCHEA, 1983):

- Basalto olivínico alcalino (AOB): albita, nefelina < 5 %
- Basanita (Bsn.): albita = 5 %, nefelina = 5 %
- Nefelinita olivínica (N.O): albita < 5 %, nefelina = 5 %
- Melilitita olivínica (M.O): larnita

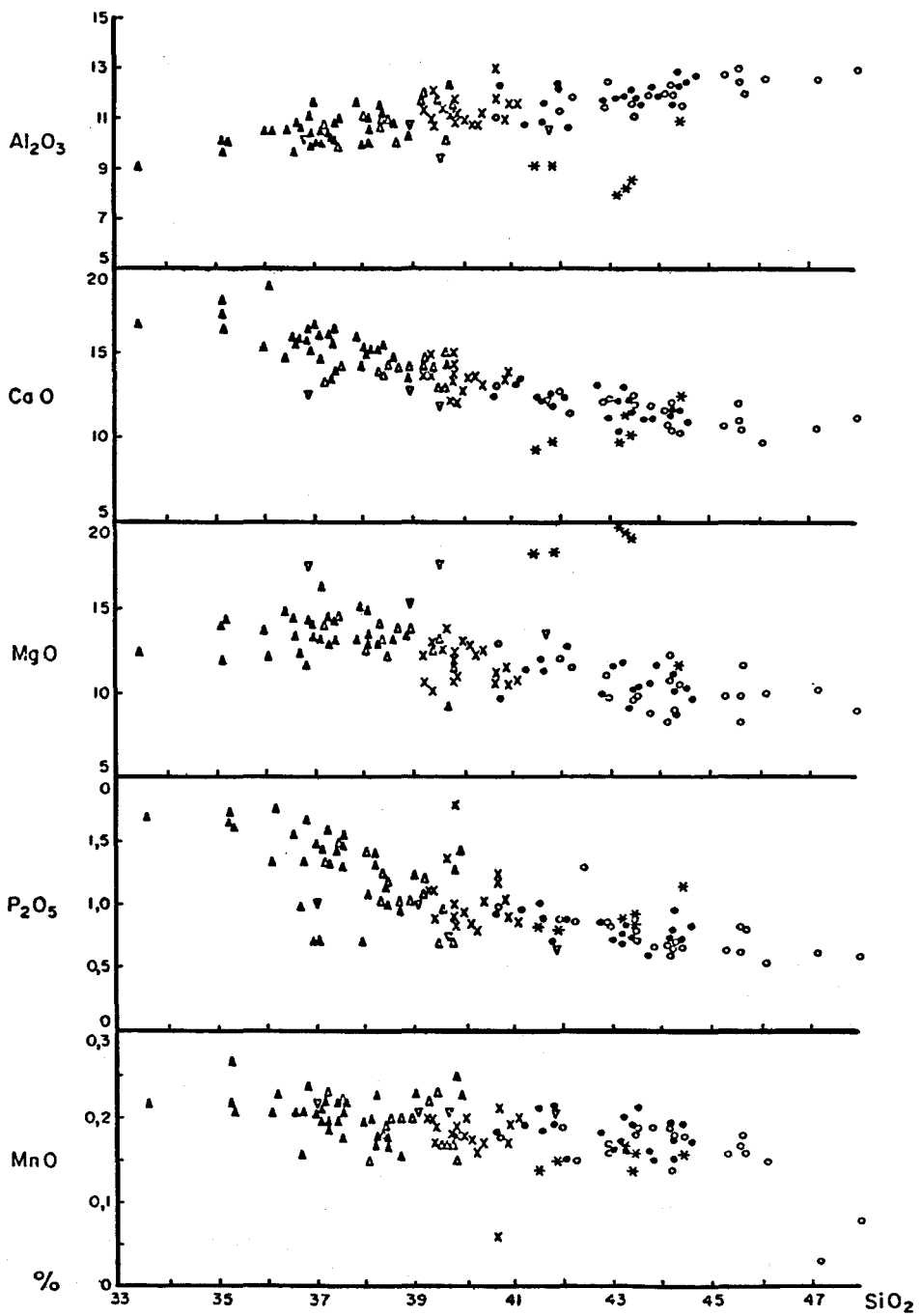
Pueden distinguirse además dos subtipos de características intermedias, así son nefelinitas olivínico-meliliticas (NOM), las nefelinitas olivínicas con nefelina = 5 %, pero además albita = 0, es decir no con ortosa sólo, sino con ortosa y leucita normativos. Del mismo modo hemos denominado melilititas olivínico nefelínicas (MON) a las rocas con larnita normativa pero sin melilita modal, reservando el término de melilitita olivínica para las rocas con larnita normativa y melilita modal. No existen entre las rocas analizadas términos de tendencia anormalmente melanocráticos (melanefelinitas olivínicas, etc.).

Existe una buena correspondencia entre clasificación modal y normativa: las melilititas olivínicas modales lo son siempre normativas, las nefelinitas olivínicas normativas corresponden tanto a basanitas como a basaltos olivínicos alcalinos.

Los análisis reflejan en proporción las litologías existentes en la hoja: 50 % de melilititas olivínicas, 30 % de nefelinitas olivínicas, 10 % de basanitas y 10 % de basaltos olivínicos alcalinos.

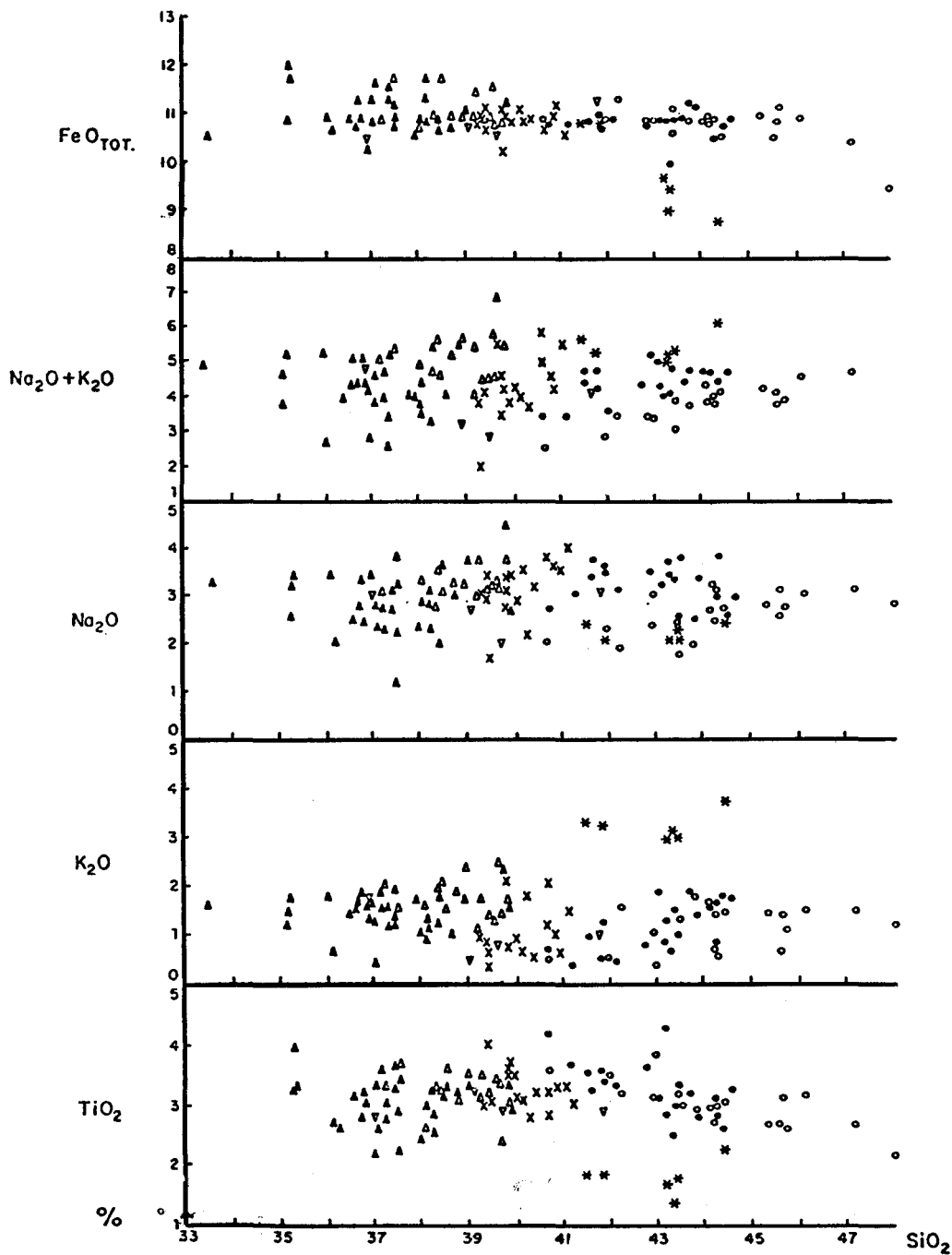
El contenido en sílice cubre casi todo el rango de las rocas de esta región, excepto para los términos más ricos, variando entre un 36 % y un 45,6 %; son por tanto prácticamente todas ultrabásicas. El análisis número 4 es un análisis anómalo con un contenido en sílice muy inferior a lo normal (33,58 % de SiO<sub>2</sub>), reflejo de su elevado grado de alteración y de la intensa carbonatación.





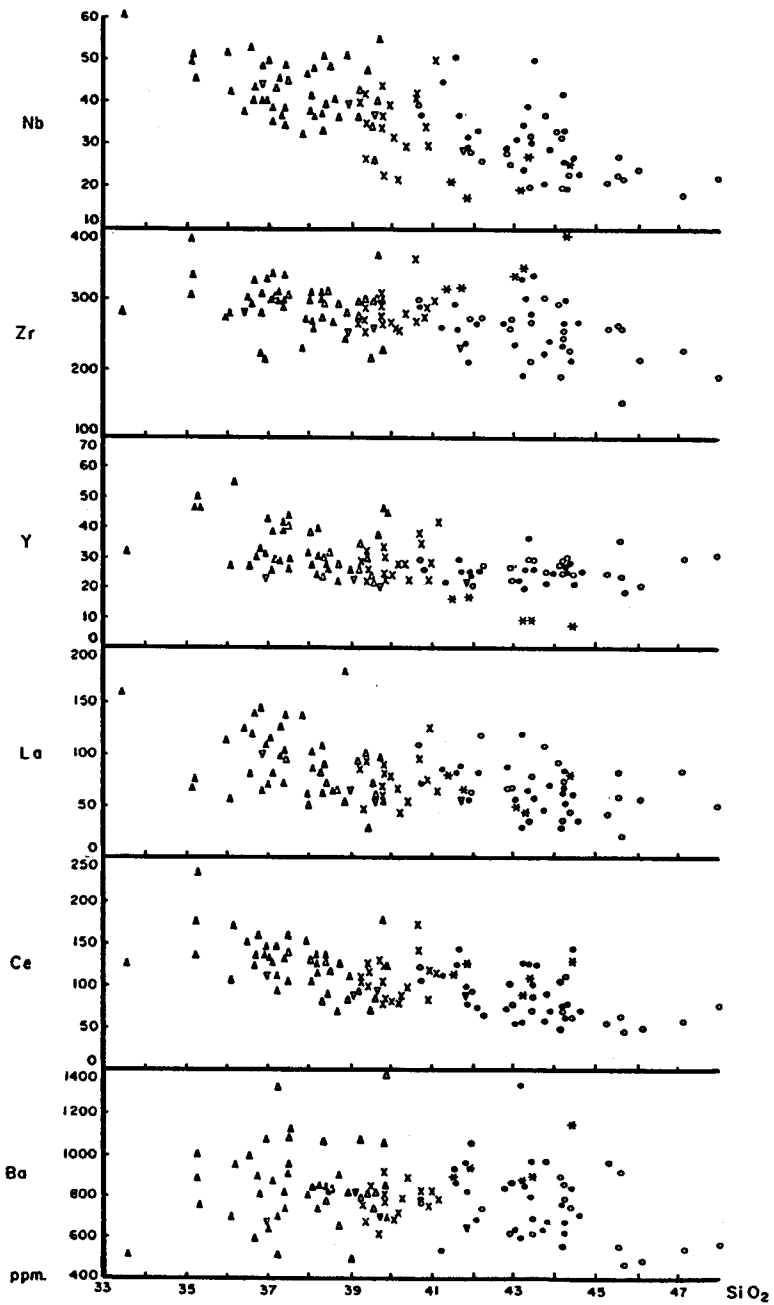
DIAGRAMAS SiO<sub>2</sub> ELEMENTOS MAYORES.

Figura 4



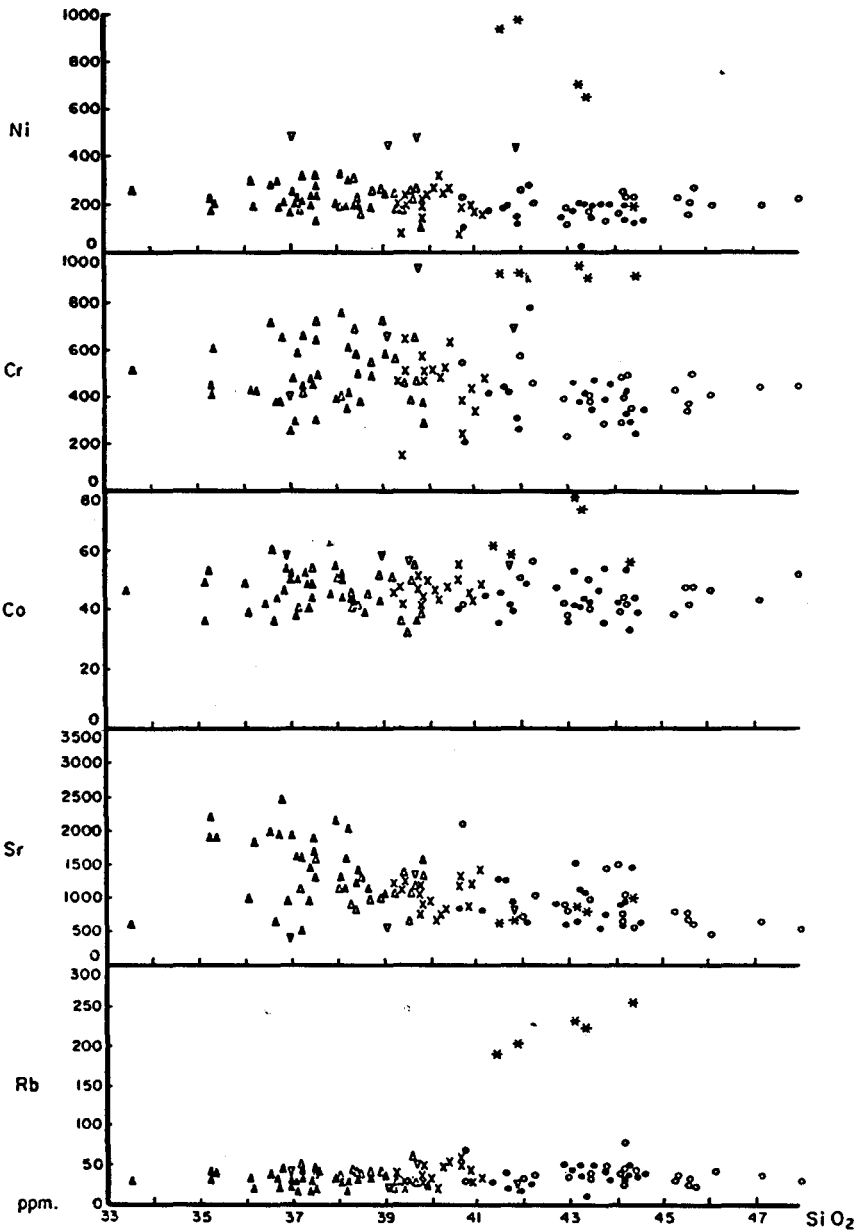
DIAGRAMAS  $\text{SiO}_2$  - ELEMENTOS MAYORES.

Figura 5



DIAGRAMAS SiO<sub>2</sub> - ELEMENTOS MENORES.

Figura 6



- A.O.B
- Bsn
- × N.O.
- ▲ M.O.N.
- △ M.O.
- ▼ mela N.O. y mela M.O.N.
- \* L.O. y mela L.O.

DIAGRAMAS SiO<sub>2</sub> - ELEMENTOS MENORES.

Figura 7

Núm.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Si O <sub>2</sub> .....	38,41	45,61	39,30	33,58	39,88	36,08	41,67	38,07	38,07	38,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	11,40	12,44	11,33	9,05	11,33	10,31	11,65	9,85	11,09	13,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	9,14	6,82	7,94	8,61	5,14	6,61	5,56	4,25	3,21	3,91
FeO .....	2,64	4,69	3,68	2,79	6,33	4,94	5,87	7,07	7,80	7,15
MgO .....	12,81	9,95	12,34	12,31	11,37	13,59	11,53	14,97	12,64	10,84
CaO .....	15,00	11,11	13,67	16,46	13,30	15,15	12,22	14,06	13,96	12,40
Na <sub>2</sub> O .....	2,03	3,14	3,07	3,26	3,45	3,47	3,79	2,87	3,32	3,84
K <sub>2</sub> O .....	1,20	0,68	0,93	1,57	0,72	1,71	0,89	1,00	1,60	2,00
MnO .....	0,18	0,18	0,20	0,22	0,18	0,21	0,18	0,20	0,15	0,06
TiO <sub>2</sub> .....	3,22	3,14	3,06	2,42	3,53	2,74	3,22	3,03	2,63	2,87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	1,16	0,63	1,08	1,70	0,84	1,35	0,87	1,10	1,41	1,20
CO <sub>2</sub> .....	—	—	—	3,49	—	1,01	—	—	0,70	0,10
H <sub>2</sub> O .....	3,23	2,02	2,23	3,43	2,79	2,28	1,51	3,90	2,96	1,84
TOTAL .....	100,41	100,41	98,84	98,89	98,86	99,45	98,96	100,37	99,47	99,96
Ba .....	851	930	761	532	1.643	709	855	846	844	832
Ce .....	138	63	113	128	88	109	146	108	131	147
Co .....	43	42	45	46	45	48	46	54	51	55
Cr .....	506	373	494	525	520	437	426	764	399	254
La .....	105	60	87	155	82	111	89	58	51	96
Nb .....	37	27	39	60	22	51	37	46	41	40
Ni .....	212	216	224	265	242	311	210	337	192	96
Rb .....	37	25	40	32	28	36	26	33	35	57
Sr .....	1.294	701	1.215	633	888	1.017	1.224	1.335	1.153	1.197
Y .....	29	24	30	32	25	28	26	28	38	38
Zr .....	305	260	265	281	265	272	259	269	298	354
Or .....	—	4,02	2,41	—	4,26	—	5,26	—	—	1,49
Ab .....	—	24,08	—	—	1,08	—	6,40	—	—	—
An .....	18,45	17,84	14,39	5,42	13,30	7,51	12,15	11,04	10,63	12,47
Lc .....	5,56	—	2,42	7,28	—	7,92	—	4,63	7,41	8,10
Ne .....	9,31	1,35	14,07	14,94	15,23	15,91	13,91	13,16	15,22	17,60
Di .....	31,34	25,82	36,11	25,46	36,99	21,29	33,46	26,89	25,50	32,19
Oi .....	12,17	8,98	9,81	13,21	9,06	16,77	10,04	20,82	19,23	—
Ln .....	2,39	—	—	3,21	—	7,73	—	5,39	4,01	12,11
He .....	9,14	2,32	5,50	6,83	—	0,70	—	—	—	—
Mt .....	—	6,52	3,53	2,58	7,45	8,57	8,06	6,16	4,65	5,67
Il .....	5,89	5,96	5,81	4,60	6,70	5,20	6,12	5,75	5,00	5,45
Pf .....	0,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ap .....	2,69	1,46	2,50	3,94	1,95	3,13	2,02	2,55	3,27	2,78
Cc .....	—	—	—	7,93	—	2,30	—	—	1,59	0,23
MG .....	70,45	65,02	69,75	70,26	67,73	71,62	68,20	73,54	70,52	67,27
Método .....	FRX	FRX	FRX	FRX	FRX	FRX	FRX	V.H.	FRX	V.H.

- 1.—Melilitita olivínica. Volcán de S. Marcos.
- 2.—Basalto olivínico-alcálico. Volcán de Sierra Lucía.
- 3.—Nefelinita olivínica. Volcán de El Montecillo.
- 4.—Melilitita olivínica. Hoya de Nandín.
- 5.—Nefelinita olivínica. Oeste de Cerro Moreno.
- 6.—Melilitita olivínica. Cerro Moreno.
- 7.—Basanita. Loma del Negrizal.
- 8.—Melilitita olivínica. Oeste Valenzuela de C.
- 9.—Melilitita olivínico-nefelínica. Volcán de la Yezosa.
- 10.—Nefelinita olivínica. Cerro Gordo.

En las figuras puede apreciarse la variación de todos los elementos en función de la sílice para toda la región volcánica (ANCOCHEA, 1983). En ellas puede apreciarse que al pasar de melilititas olivínicas a nefelinitas olivínicas, basanitas y basaltos olivínicos, alcalinos, existe un incremento en  $\text{SiO}_2$  que va acompañado de un incremento en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y disminución en  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  y  $\text{MnO}$ , y en elementos incompatibles como La, Ce, Nb, o Y.

Los valores de MG, superiores en general a 67, y los contenidos en Ni, entre 200 y 400 ppm., indican que la mayor parte de las rocas poseen características de magmas primarios, es decir, que se han formado por fusión parcial del manto superior sin experimentar procesos importantes de diferenciación. Únicamente las rocas 2,9 y 10 no cumplen una de las condiciones por lo que no deben ser consideradas como primarias, si bien por cumplir la otra condición, el grado de diferenciación debe ser escaso y seguramente inferior al 5 % (ANCOCHEA, 1984).

Suponiendo que se hubieran formado a partir de un manto de composición pirolítica, el cálculo del grado de fusión parcial a partir del fósforo (si éste se comporta como elemento totalmente incompatible), varía de 3,5 % a 5,5 % para las melilititas olivínicas, del 5,6 % al 7,1 % para las nefelinitas olivínicas, sería del 6,9 % para la basanita y del 9,5 % para el basalto (suponiéndolo primario), porcentajes estos muy similares a los medios de los distintos grupos primarios calculados por ANCOCHEA (1983).

Un modelo de fusión parcial en equilibrio de una única fuente de peridotita granatífera enriquecida en elementos incompatibles con respecto a los valores condriticos, permite explicar las características geoquímicas de los distintos grupos de rocas, cuyas diferencias serían debidas esencialmente a grados de fusión crecientes, desde melilititas olivínicas a nefelinitas olivínicas, basanitas y basaltos.

Los datos experimentales en rocas similares (por ejemplo FREY *et al.*, 1978) permiten suponer para estas rocas condiciones de formación semejantes, es decir 27 a 30 kb. de presión, 1.150-1.250° C con contenidos elevados de  $\text{H}_2\text{O}$  en el manto y, en el caso de las melilititas olivínicas además  $\text{CO}_2$  en proporciones importantes. El paso melilititas olivínicas, nefelinitas olivínicas, basanitas, basaltos olivínicos alcalinos, podría asimismo reflejar una disminución de la profundidad de generación.

La hoja de Almagro se sitúa dentro de la región volcánica en la zona lateral-oriental y en ella, como ya hemos indicado, los basaltos aparecen en escasa proporción (8 %) y restringidos a la zona más occidental, mientras que nefelinitas olivínicas (36 %) y melilititas olivínicas (48 %) son mucho más abundantes, llegando sólo estas últimas a los sectores más orientales (volcán del Pozo Blanco y de la Viznera). Esta distribución encaja perfectamente con

la que cabría esperar en el modelo de ANCOCHEA (1983) en el que, a medida que nos alejamos de las zonas centrales de la región volcánica (de oeste a este en esta hoja), vamos encontrando cada vez rocas formadas por menor grado de fusión parcial y mayor profundidad, ello debido al atenuarse, y posiblemente profundizar hacia la periferia de la región, las posibles anomalías mantélicas causantes del vulcanismo.

## 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 Arenigiense 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 progradantes.

A partir del Arenigiense 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 de el Caño). El segundo tiene una edad Llandeilo inferior a 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, sills, etc.). Resulta sugestivo relacio-

nar los «hundimientos de la cuenca» con etapas de estiramiento cortical y emisión de basaltos fisurales.

El techo del ciclo caradociense-ashgillense presenta 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 sinclinorio de Guadalmez) y posthercínico (Estefaniense). La fase principal de la orogenia hercínica debe pues situarse entre ambos y es 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 o 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 Permo-triásico (Facies Bunt) que evolucionan rápidamente a facies transicionales y de llanura de mareas (depósitos inter a supramareales de la Facies Muschelkalk) y de *sheb-kas* litorales (Facies Keuper). Esta invasión marina relacionada probablemente con procesos de estiramiento cortical, continúa durante el Triásico más superior 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 neokiméricos y austríacos se produce el desmantelamiento parcial del Jurásico en los bloques elevados, yaciendo los depósitos continentales y/o transicionales de la Formación Utrillas sobre los carbonatos del Lías inferior. Durante el Cretácico 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 mioceno 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 fractura reconocibles en el Triásico y Jurásico de la zona de Manzanares-Llanos del Caudillo, en las que juega un importante papel la reactivación de antiguas fracturas del Zócalo.

Durante el Paleógeno y Mioceno 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 inferior (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 de Campo de Montiel. La superficie de El Bonillo podría relacionarse con la sedimentación durante el Mioceno medio (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-Tortonense, durante el Mioceno superior. Durante estos tiempos se generan cuencas continentales importantes como la del Júcar y otras menores como los depocentros de Daimiel, Villarta de San Juan y subcuencas de Alcolea y Corral (C. Real) que se rellenan 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 150°).

Es a partir de este momento cuando se desarrolla el vulcanismo de los Campos de Calatrava, que comienza con emisiones magmáticas 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 1. 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 Cuanca manchega que de esta manera comienza a configurarse, aunque parcialmente, como una cuenca asimétrica con un borde más abrupto, hecho que se conservará durante los tiempos posteriores, dando lugar a un escarpe merfológico acusado. En la zona de Villarta los sondeos revelan la presencia de una importante zona de ápice de abanico 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 (C. 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 productos básicos, ultrabásicos, con acumulación de potentes depósitos hidromagmáticos, intercalados en la serie.

La fase Iberomanchega 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, pre-



cedidas 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 (¿áridos?) 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 carstificación 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 laminares bandeadas y multiacintadas, muy bien desarrolladas al pie de la superficie del Campo de Montiel (hoja de Manzanares).

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 próximos 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 Cuencas.

En el límite plio-pleistoceno y en relación quizá con el final del basculamiento y la apertura exorreica, antes citados, 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, en 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 y zona de transición.

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 deformaciones 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 de magmas ultrapotásicos al sur de la hoja de Ciudad Real, 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 periodotita 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 mellilitas olivínicas y nefelinitas olivínicas. El proceso seguiría con un ascenso de las isoterms (de la astenosfera) y con un aumento del grado de fusión parcial que da lugar en las zonas centrales del Campo de Calatrava a basaltos olivínicos y basanitas. La alteración hacia los bordes de la anomalía térmica que al tiempo se haría más profunda, da lugar en las zonas periféricas a menores grados de fusión y por consiguiente a magmas mellilitíticos olivínicos y nefelinitíticos 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 *rifting*, 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 la deformación isostática y flexión de la corteza del límite meridional de la Meseta, que se ve acentuada por la caída en masa del frente de los mantos (olitostromas) en 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 también local de los campos de esfuerzos y accidentes preexistentes en relación con las fases tectónicas posteriores (Iberomanchegas), podrían explicar la discontinuidad zonal y temporal del vulcanismo Plioceno y Cuaternario de las regiones Central y Levantina españolas.

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 el 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 un área con tendencia a ser zona elevada 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 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 la etapa de agradación de las mismas, corresponde 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 general del endorreísmo coincide con la transformación 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 diaclasas. 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 la 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**

La actividad minera en la hoja de Almagro es escasa en el presente, pese a la relativa abundancia de antiguas labores, abandonadas en tiempos recientes.

Se explotan de modo intermitente los óxidos de hierro de la coraza ferrítica en una pequeña cantera de la esquina SO de la hoja, aunque se trata de minerales de poco rendimiento, dado el elevado contenido en cuarzo que presentan.

En las cercanías de Bolaños de Calatrava existen diversas canteras actualmente abandonadas. Estas labores se beneficiaban de los óxidos de manganeso relativamente abundantes en la formación detrítica pliocena (unidad 16).

Los yesos, tanto pliocenos (unidad 17), como cuaternarios (asociados a las depresiones endorreicas de la unidad 27), han sido aprovechados también en el pasado, tanto en las proximidades de Pozuelo de Calatrava, como al SE de Sierra Lucía.

Las cuarcitas del Tremadoc y Arenig se han extraído de forma puntual para su uso como árido de construcción (cercañas de Almagro y Valenzuela de Calatrava). Asimismo, se encuentran abandonadas estas explotaciones en la actualidad.

Mayor interés presenta el nivel de alteración prerriña sobre las pizarras de Llanvirn-Llandeilo. Al oeste de Sierra Pelada existe una cantera que aprovecha el material pizarroso profundamente transformado en arcillas, destinándolo a la industria tejera.

Sin embargo, los materiales de mayor interés económico de la zona son las rocas piroclásticas y lavas de los volcanes de tipo estromboliano de la zona. Las explotaciones son numerosas, aunque en la actualidad las únicas en funcionamiento son las situadas en el volcán Yezosa y en el Cerro Moreno, al N de Almagro. Estos materiales se emplean como puzolanas para la fabricación de hormigón y como áridos.

## 6.2. HIDROGEOLOGIA

Las cuarcitas paleozoicas son prácticamente impermeables, por lo que su utilización como acuífero es desechable. Sólo pueden aportar pequeños caudales en zonas fuertemente fracturadas de interés muy local.

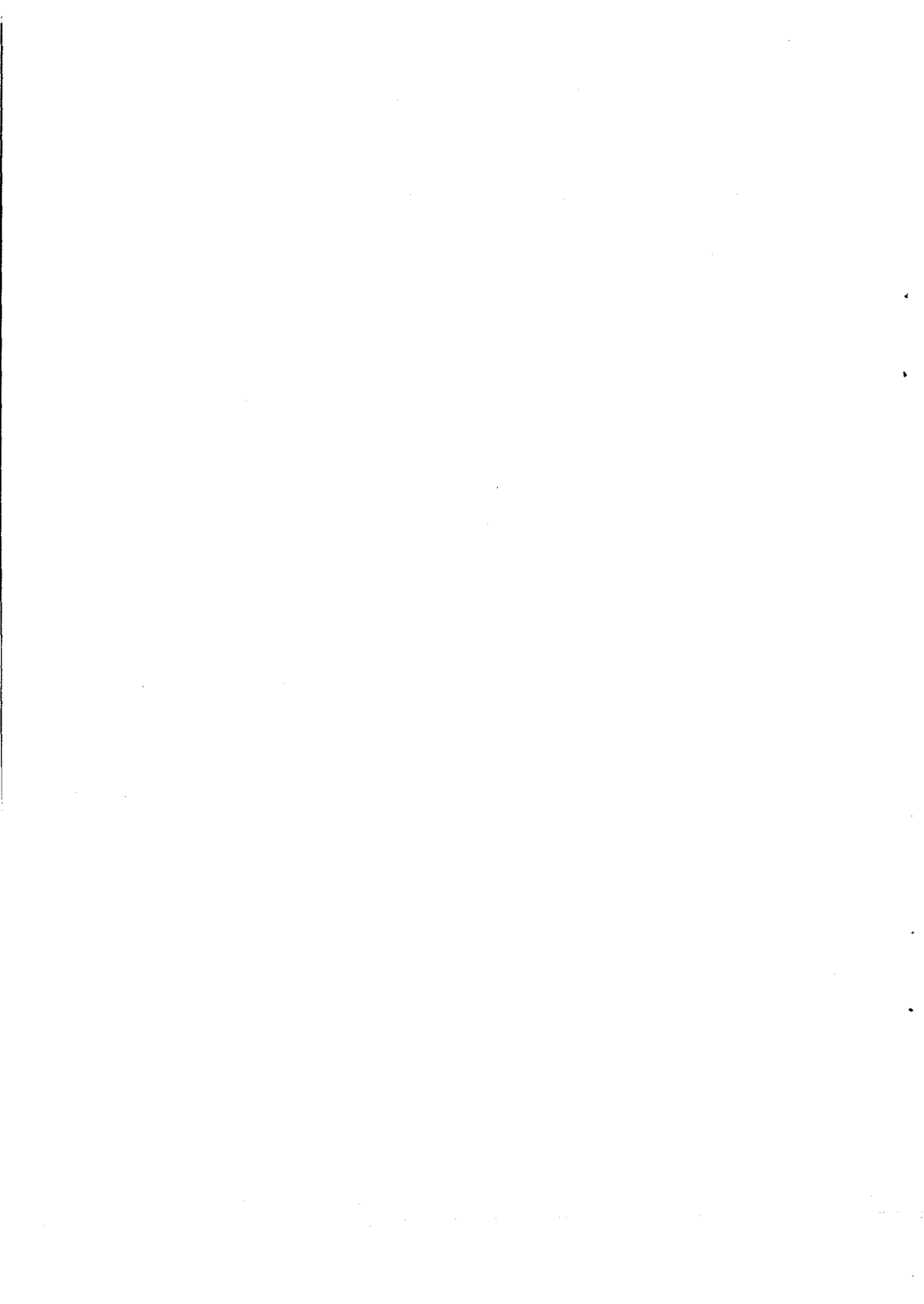
La unidad detrítica pliocena da lugar a un acuífero complejo y anisótropo, del que cabe esperar pequeños caudales dependiendo de la relación de los paleocanales existentes con las áreas de recarga, y de la proporción de niveles detríticos gruesos/fangos de cada punto a considerar.

El acuífero de mayor interés de la zona lo constituyen las calizas pliocenas (unidad 18), las cuales forman parte del Sistema 23. En la hoja de Almagro existen numerosísimas explotaciones que obtienen rendimientos entre 10 y 50 l/segundo. Sin embargo, la intensa sobreexplotación a que se ve sometido el acuífero plantea graves interrogantes sobre el futuro de las mismas, dado el descenso del nivel freático a escala regional.

Entre los materiales volcánicos sólo presentan interés potencial los depósitos de tipo hidromagmático (15), tanto los intercalados dentro de la serie pliocena, como los recientes, debido a sus extensas áreas de recarga, a la alimentación que procede de otros acuíferos y a su elevada permeabilidad.

Por último, hay que señalar la existencia en la esquina suroccidental de la hoja de un antiguo balneario, los Baños de San Cristóbal, actualmente fuera de uso. En este lugar se aprovechaba un «hervidero» —según la toponimia de la zona o fuente de aguas carbónicas—. Estos manantiales, frecuentes en la región, son un vestigio del pasado volcánico de la zona.





## 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*, 5, 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 Villanuevenses de Las Higuieruelas y Valverde de Calatrava II. (Campo de Calatrava, C. Real)». *Memoria presentada a la Excm. Diputación de C. 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, M. (1972): «Evolution post-hercynienne dans les regions centrales de la Meseta espagnole». *24th IGC. Secc. 3*, pp. 265-272.
- 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-Americano de Geol. Econom.* Secc. I, Tomo I, pp. 3-17.
- ALMELA, A.; ALVARADO, E.; COMA, C.; FELGUEROSO, C., y QUINTERO, I. (1961): «Manchas carboníferas en la provincia de Ciudad Real». *Not. Com. IGME*, n.º 64, pp. 197-212.
- ALMELA, A., ALVARADO, M.; COMA, C.; FELGUEROSO, C., y QUINTERO, I. (1962): «Estudio geológico de la región de Almadén». *Bol. Geol. Min.*, 73, pp. 193-327.

- ALVARADO, A., y H. PACHECO, F. (1931): «Memoria explicativa de la hoja geológica n.º 784 (C. Real). 1.ª Serie». *IGME*.
- ALVARADO, A., y H. PACHECO, F. (1932): «Memoria explicativa de la hoja geológica n.º 760 (Daimiel). 1.ª Serie». *IGME*.
- ALVARADO, A., y HERNANDEZ PACHECO, F. (1934): «Memoria explicativa de la hoja geológica n.º 760 (Daimiel). 1.ª 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): «<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>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 volcánicas». *Dept. Petrol. U.C.M.* (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 geoelectrica de la Llanura Manchega. Sistema 23. Inédito». *Compañía General de Sondeos, S. A.*, 25 pp, 16 planos.
- APALATEGUI, O. (1980): «Consideraciones estratigráficas y tectónicas en Sierra Morena occidental». *Temas Geol. Min. IGME*, n.º 3, pp. 23-41.
- 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 gravimétrica 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 Higuieruelas». *I Reun. Est. Reg. Castilla-La Mancha (Albacete)*.
- BOUYX, E. (1963): «Extension des terrains ante-ordoviciens au Sud de Ciudad Real (Espagne meridionale)». *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, pp. 339-341.
- BOUYX, E. (1970): «Contribution a l'étude des formations anteordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real y Badajoz)». *Mem. Inst. Geol. y Min. España*. T. 73, pp. 1-263.
- BRENCHLEY, P.; ROMANO, M., y GUTIERREZ, J. C. (1985): «Proximal and distal Hummocky Cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia». *Can. J. of Petrol. Geology*. (en prensa).
- CALDERON, S. (1883): «Catálogo razonado de las rocas eruptivas de la Provincia de C. Real». *Bol. Com. Map. Geol.* n.º 5, pp. 335-342.
- 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 Géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo». *Bull. Soc. Géol. France*, t. 212, pp. 3-24.
- CIRY, G (1936): «Contribution a l'étude géologique de la région d'Almadén». *Bol. Soc. Esp. Hisp. Nat.*, vol. 36, n.º 6, pp. 293-300.
- C.G.S.S.A.-I.N.T.E.C.S.A. (1975): «Proyecto de investigación hidrogeológica de la Cuenca alta y media del Guadiana». *IGME* (inédito).
- C.G.S.S.A. (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. V.
- CORTAZAR, D. (1880): «Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real». *Bol. Com. Mapa Geol. Nac.* t. VII, 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 C. 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. Abenjojar». *IGNE*.
- FREY, F. A.; GREEN, D. H., y ROY, S. D. (1978): «Integrated models of basalts petrogenesis. A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from Suth Eastern Australia, utilizing geochemical and experimental petrological data». *J. Petrology*, 19, pp. 463-513.
- 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 REGUERAR, J. R. (1920): «Estudio microscópico de algunas rocas basálticas de C. 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.
- GUTIERREZ MARCO, J. C.; RABANO, I.; PRIETO, M., y MARTIN, J. (1984): «Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la Zona Centroibérica (España)». *Cuad. Geol. Ibérica*, 9.
- HAFENRICHTER, M. (1979): «Palaontologisch-okologische und lithofazielle untersuchungen des Ashgill-kalkes (Jungordovizium) in Spanien». *Arb. Palaont. Inst. Wurzburg*, 3, pp. 1-139.
- HAFENRICHTER, M. (1980): «The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Ossa-Morena) in Spain. Part II: The Ordovician Silurian boundary in Spain». *N. Jb. Geol. Palaont. Abn.*, 160 (I), pp. 138-148.
- HAMMANN, W. (1974): «Phacopina und cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium Spaniens». *Srencken. leth.*, 55, 1-5, pp. 1-151.
- HAMMANN, W. (1976): «Trilobiten aus dem oberen Caradoc der Osttichen Sierra Morena (Spanien)». *Senckenbergiana lethaea*, vol. 57, n.º 1, pp. 35-85.
- HAMMANN, W. (1983): «Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien; ihre biostratigraphie, okologie und systematik». *Abh. Senck. natur. ges.*, 542, pp. 1-177.
- HAMMANN, W.; ROBARDET, M., y ROMANO, M. (1982): «Two 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. Esp. Hist. Nat.* T. bicentenario, pp. 98-114.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1927): «Les volcans de la région centrale d'Espagne». *Bull. Volcanologique*, 4, 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) 1.ª Serie». *IGME*.
- HOYOS, M.; BONADONNA, F. P.; ANCOCHEA, E.; DE LA RUBIA, R., y MARFIL, R. (1984): «Características geológicas del yacimiento de Las Higueruelas (Ciudad Real)». 1.ª Reun. Reg. Cast. La Mancha. Albacete.
- IBARROLA, E., y BRANDLE, J. L. (1974): «Estudio comparativo de melilititas en rocas ultramáficas de dos diferentes "provincias volcánicas" españolas». *Pub. I Congr. Nac. Geod. 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*.
- JESSEN, O. (1930): «La Mancha. Ein Beitrag zue Landeskunde Neucastiliens». *Mitt. der Gessel.*, vol. 41, pp. 132-227. Trad. al español por J. GOMEZ DE LLARENA (1946): «La Mancha - Contribución al estudio Geográfico de Castilla la Nueva». *Est. Geogra.*, 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, N., y TRUYOLS, J. (1983): «El Silúrico en el Macizo Ibérico». *Libro Jubilar, J. M. Ríos*, vol. 1, pp. 246-265.
- 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». (Trad. 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, E. (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. Jahrbuch*.

- 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 JORDA, J. (1985): «Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector Castellano-Extremeño». *Studia Geol. Salmant.*, n.º 20, pp. 115-126.
- 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 Sim. Nac. de Hidrogeología*. Valencia, t. 2, pp. 234-253.
- OLIVARES TALENS, J. (1984): «Medio ambiente y desarrollo. Necesidades 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 subme-

- seta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos». *Traba. 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. Univ. Compl. Madrid, pp. 1-787.
- PEREZ GONZALEZ, A.; ALEIXANDRE, A.; PINILLA, J., y GALLARDO, J. (1983): «El paisaje eólico de la llanura aluvial de San Juan (llanura manchega central)». *Act. VII, Reun. Cr. 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 Doctoral Inst. Est. Manchegos, 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. DE (1856): «Memoire sur la géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo». *Bull. Soc. Géol. France* (2), 12, pp. 192-204.
- 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. XCI-III, 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 Doctoral. 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. U.C.M. (Inédita).
- SANTONJA, M., y REDONDO, E. (1973): «Avance del Estudio del Paleolítico del Campo de Calatrava». *Cuad. Est. Manchego*, 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 zentraspanischen Hochlande». *Geogr. Abhandl.* 3.ª ser., t. X, pp. 128.
- TAMAIN, G. (1964): «Mise en évidence de mouvements tacioniques dans le Sud Est de la Sierra Morena (Espagne)». *C.R. Acad. Sc. Paris*, 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 Sociétés Savantes, Pau*. T. 2, pp. 275-292.
- TORRENS, T.; BATLLE, A.; NIÑEROLA, S.; GONZALEZ FERMOSE, 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. Hidrología. Valencia*, t. I, pp. 398-420.
- VEGAS, R. (1975): «Wrench (transcurrent) faults system of the south western Iberian Peninsula. Paleogeographic and morphostructural implications». *Geol. Rund.*, vol. 64, 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 Toledo». *Bull. Soc. Géol. France* (2), 12, pp. 904-1025.
- YEBENES, A.; MARFIL, R.; SORIANO, J.; PEÑA, J. A., y DIAZ MOLINA, M. (1977): «El Triás 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». *Munster Forsch. Geol. Palaont.*, 42, pp. 1-55.
- WALCOTT, R. I. (1970): «Isostatic reponse 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