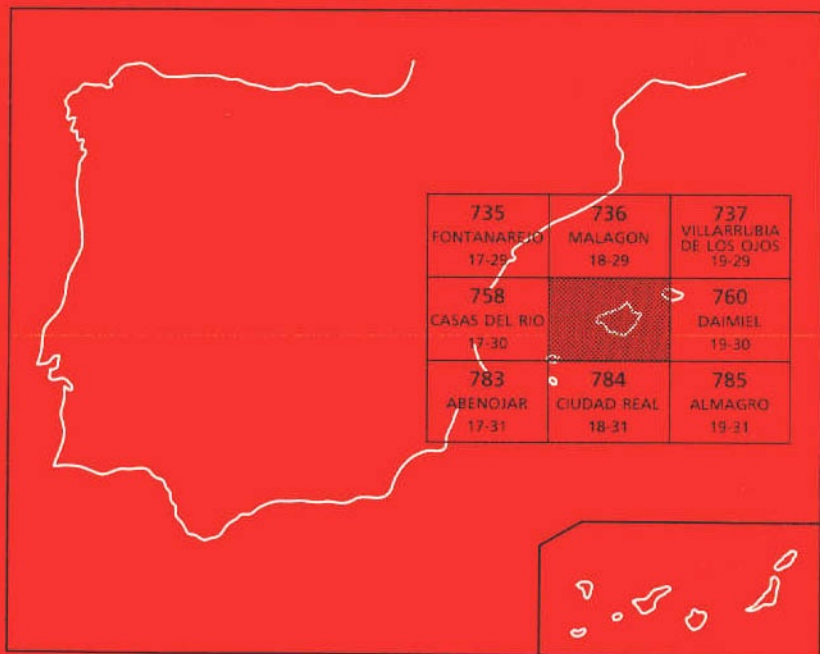




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



PIEDRABUENA

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D, 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

PIEDRABUENA

Primera edición

MADRID, 1989

Fotocomposición: RHEA Consultores, S.A.

Imprime: Gráficas MAWIJO, S.A.

Depósito legal: 16449-1989

N.I.P.O.: 232-89-010-6

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A. durante 1986, bajo normas, supervisión y dirección del INSTITUTO TECNOLOGICO GEOMINERO DE ESPAÑA (I T G E).

HAN INTERVENIDO

CARTOGRAFIA

- J. M. Portero García (CGS)
- J. I. Ramírez Merino (CGS)
- E. Ancochea Soto (DPT. PETROLOGIA U.C. MADRID).

SECCIONES ESTRATIGRAFICAS Y SEDIMENTALOGIA

- J. M. Portero
- J. I. Ramírez
- A. Olivé Davó (CGS)
- C. Dabrio (DPT. ESTRATIGRAFIA U. SALAMANCA)

PETROGRAFIA

- M. J. Aguilar Tomás (CGS)
- E. Ancochea

TECTONICA

- M. Alvaro López (CGS)

MICROPALEONTOLOGIA

- M. C. Leal Martín (CGS)

MACROFOSILES DEL PALEOZOICO

- J. C. Gutiérrez Marco (DPT. PALEONTOLOGIA U.C. MADRID)
- I. Rábano (DPT. PALEONTOLOGIA U.C. MADRID)

MEMORIA

- J. M. Portero
- M. Alvaro
- E. Ancochea

COORDINACION Y DIRECCION POR C.G.S.

- J. M. Portero

DIRECCION Y SUPERVISION POR EL I T G E

- J.M.^a Barón Ruiz de Valdivia
- V. Monteserín López.

INDICE

	Pág.
0. INTRODUCCION	9
1. ESTRATIGRAFIA	11
1.1. CAMBRICO	12
1.1. 1. Limolitas, areniscas. Pizarras del Pusa (2). Cámbrico inferior-Tommotiense	12
1.1. 2. Pizarras, areniscas y cuarcitas. Areniscas del Azorejo (3). Cámbrico inferior (Tommotiense-Ovetiense)	13
1.2. ORDOVICICO	16
1.2. 1. Las series del Ordovícico inferior en los Montes de Toledo. Cronoestratigrafía	16
1.2. 2. Cuarcitas y conglomerados. Serie Púrpura. Capas intermedias (4). Ordovícico inferior	18
1.2. 3. Cuarcitas, limolitas, areniscas y pizarras. Serie Púrpura. Capas intermedias (5). Ordovícico inferior	19
1.2. 4. Ortocuarzitas. Facies armoricana (6). Arenigiense	21
1.2. 5. Areniscas, areniscas micáceas, cuarcitas y pizarras. Alternancia de Pochico (7). Arenigiense-Llanvirniense	22

1.2. 6.	Pizarras y areniscas y pizarras con Neseuretus (8). Llanvirniense-Llandeiloense	23
1.2. 7.	Pizarras, areniscas micáceas y cuarcitas (9). Llandeiloense superior	25
1.2. 8.	Cuarcitas, areniscas y pizarras. Cuarcitas Botella o de Canteras (10). Llandeiloense superior-Caradociense inferior	26
1.2. 9.	Pizarras. Pizarras intermedias o de Cantera (11). Caradoc inferior y medio	27
1.2.10.	Pizarras, areniscas y cuarcitas. Bancos mixtos (12). Caradociense superior	28
1.2.11.	La sucesión ordovícica	29
1.2.12.	Rocas filonianas. Filones de cuarzo (11)	29
1.3.	TERCIARIO	29
1.3. 1.	Conglomerados con cemento ferruginoso. Coraza ferralítica (13). Terciario	32
1.3. 2.	Distribución y cronoestratigrafía de los materiales de las Cuencas pliocenas	33
1.3. 3.	Conglomerados, areniscas, arenas y fangos variados (20). Plioceno	35
1.3. 4.	Calizas, margas y calizas arenosas (21). Plioceno	36
1.4.	ROCAS VOLCANICAS	37
1.4. 1.	Melilititas olivínicas, nefelinitas olivínicas, basaltos y basanitas (14, 16 y 18). Lavas	39
1.4. 2.	Nefelinitas olivínicas, basaltos y basanitas (15 y 17). Piroclastos de caída	40
1.4. 3.	Depósitos hidromagmáticos (19)	40
1.4. 4.	Edad del vulcanismo	41
1.5.	PLIOCUATERNARIO Y CUATERNARIO	43
1.5. 1.	Costras calcáreas (22 y 23). Plioceno superior y Plioceno superior-Pleistoceno inferior	43
1.5. 2.	Gravas y cantos poligénicos, arenas y limos. Abanicos aluviales (24). Plioceno superior. Pleistoceno. Conos de deyección (29). Pleistoceno-Holoceno	46
1.5. 3.	Gravas y cantos poligénicos, arenas y limoarcillas. Terrazas (25, 26 y 27). Pleistoceno	48
1.5. 4.	Gravas, cantos y bloques de cuarcita. Coluviones (28). Pleistoceno-Holoceno. Pedreras (30). Holoceno	48
1.5. 5.	Limos y arcillas con cantos disersos, zonas endorreicas (31). Holoceno	49
1.5. 6.	Gravas y cantos poligénicos, arenas y limoarci-	

	Ila. Aluviones y fondos de valle (33). Limos y arcillas con materia orgánica, arenas y cantos poligénicos. Playas húmedas y turberas (32). Holoceno	49
2.	TECTONICA	50
	2.1. TECTONICA REGIONAL	50
	2.2. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA	51
	2.2. 1. Los materiales	51
	2.2. 2. Las fases de deformación	52
	2.2. 3. Dominios estructurales	56
	2.3. CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES	61
	2.3. 1. Tectónica hercínica y prehercínica	61
	2.3. 2. Tectónica alpina y postalpina	62
3.	GEOMORFOLOGIA	63
	3.1. LAS SIERRAS CUARCITICAS	65
	3.2. LAS DEPRESIONES	65
	3.3. LOS RELIEVES VOLCANICOS	66
	3.4. LA RED FLUVIAL	67
	3.5. EVOLUCION DEL RELIEVE	67
4.	PETROLOGIA DE LOS MATERIALES VOLCANICOS	69
	4.1. MELILITITAS OLIVINICAS (14)	70
	4.2. NEFELINITAS OLIVINICAS (15 y 16)	70
	4.3. BASALTOS Y BASANITAS (17 y 18)	71
	4.4. DEPOSITOS HIDROMAGMATICOS (19)	71
	4.5. GEOQUIMICA Y PETROGENESIS	72
5.	HISTORIA GEOLOGICA	79
6.	GEOLOGIA ECONOMICA	88
	6.1. MINERIA Y CANTERAS	88
	6.2. HIDROGEOLOGIA	89
7.	BIBLIOGRAFIA	90

0. INTRODUCCION

La Hoja de Piedrabuena se sitúa en la zona limítrofe entre los Montes de Toledo surorientales, Campo de Calatrava y Llanura Manchega occidental. Administrativamente pertenece en su totalidad a la provincia de Ciudad Real.

El relieve es moderadamente accidentado con cotas que oscilan entre 540 metros en las proximidades de Piedrabuena (Depresión del Bullaque) y 894 metros en el vértice de Peralosilla (Porzuna). Destacan las sierras constituidas por materiales cuarcíticos paleozoicos que presentan orientaciones subparalelas (E-O, NNE-SSO, NNO-SSE y ocasionalmente NE-SO) y conforman la fisiografía propia de los Montes de Toledo en el sector central y occidental de la Hoja. Al norte y sureste de estos relieves aparecen dos extensas depresiones rellenas de materiales pliocenos y cuaternarios (Porzuna-Malagón y Picón-Ciudad Real). Tanto en las sierras paleozoicas como en las cuencas plio-cuaternarias aparecen suaves depresiones cerradas y cerros de contornos subcirculares, que rompen las líneas generales del relieve y son el vestigio de los antiguos cráteres y edificios volcánicos característicos de los Campos de Calatrava. En el extremo oriental de la zona aparece una extensa planicie, desarrollada sobre las cotas de 620-640 metros, localmente interrumpida por relieves residuales paleozoicos y morfologías volcánicas, que enlaza

con la Llanura Manchega occidental. La red fluvial bordea el límite oriental de los principales afloramientos. Está constituida por los ríos Bañuelo y Guadiana que drenan la zona con escaso caudal y pendiente.

Los núcleos de población más importantes son Piedrabuena, Porzuna y Malagón.

Los recursos económicos de la región son fundamentalmente agropecuarios, con extensiones relativamente poco importantes de terreno regable que aprovechan los escasos caudales de los ríos Bañuelos y Guadiana así como los acuíferos subterráneos contenidos en los materiales pliocenos.

Desde el punto de vista geológico los materiales más antiguos existentes en la zona se enclavan en la Zona Centro-Ibérica de JULIVERT *et al* (1974), o Zona Luso-Oriental-Alcudiana de LOTZE (1956) en la que afloran sedimentos pelítico-grauváquicos de edad precámbrica cubiertos en discordancia por formaciones del Paleozoico de naturaleza detrítica con frecuentes intercalaciones de rocas volcánicas. Las deformaciones hercínicas plegaron y fracturaron estos materiales sin producir en ellos metamorfismo. Durante las fases póstumias se produjo la intrusión de masas de granitoides y se desarrolló la fracturación tardihercínica.

En la región no existe registro sedimentario del Mesozoico y Paleógeno, cuyos afloramientos más próximos se sitúan en la Llanura Manchega central y oriental (Sector de Manzanares-Sierra de Altomira). Sobre el zócalo paleozoico-precámbrico yacen, de forma discontinua, corazas ferruginosas de edad incierta (Paleógeno superior-Mioceno inferior) que fosilizan un paleorrelieve y depósitos continentales de edad pliocena.

Durante el Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno tiene lugar una importante actividad volcánica con emisión de magmas de carácter ultrapotásico y alcalino-ultraalcalino que conforman el vulcanismo de los Campos de Calatrava. A finales del Plioceno y durante el Pleistoceno más inferior se producen extensos aplanamientos que construyen amplias superficies de erosión y erosión-depósito (Raña, Superficies de la Mancha, etc.) que preceden a la instalación de la red fluvial.

Son muy numerosos los autores que han aportado interesantes conocimientos geológicos sobre la región en que se sitúa la Hoja de Piedrabuena y zonas limítrofes. Entre ellos cabe mencionar a ALVARADO y H. PACHECO (1931, 1932 y 1934) quienes confeccionan las Hojas geológicas 1:50.000 1.^a serie de C. Real, Daimiel y Piedrabuena. H. PACHECO (1932) estudia la región volcánica central española. LOTZE (1956, 1960) define los principales rasgos estratigráficos y estructurales del Precámbrico y Paleozoico inferior en los Montes de Toledo. ALMELA *et al* (1962) establecen la estratigrafía y estructura de la región de Almadén. BARD, J. P. (1965) precisa los principales rasgos estratigráficos y tectónicos de

la Sierra Morena occidental. BOUYX (1970) estudia el preordovícico (Precámbrico) de la región de C. Real-Badajoz. GIL CID (1970, 1971 y 1972) da las primeras precisiones biostratigráficas modernas del Paleozoico inferior de los Montes de Toledo. SAUPE (1971) estudia el Ordovícico y Silúrico del Sinclinal de Almadén. TAMAIN (1972, 1975) realiza diversos trabajos sobre la estratigrafía y estructura del Paleozoico de Almadén y el Precámbrico del Valle de Alcuía. MARTIN ESCORZA (1974), en su tesis doctoral aporta nuevos datos sobre la estratigrafía y estructura del Paleozoico inferior de los Montes de Toledo surorientales. MOLINA (1974, 1975) establece por primera vez la estratigrafía del Terciario superior, evolución geomorfológica plio-cuaternaria y relación entre el vulcanismo postalpino y la sedimentación reciente en los Campos de Calatrava. AGUIRRE *et al* (1976) proponen una nueva secuencia de eventos sedimentarios y tectónicos, bien datados en base a datos paleomastológicos, en la submeseta meridional española. MORENO (1977) realiza su tesis doctoral sobre la estratigrafía y estructura del Precámbrico y Paleozoico inferior de los Montes de Toledo occidentales. WALTER (1977) recopila diversos trabajos de licenciatura de geólogos alemanes de la escuela de LOTZE, aportando interesantes datos sobre la estratigrafía y paleontología del Paleozoico de la región. ROIZ (1979) estudia la estructura y sedimentación hercinianas en la zona de C. Real y Puertollano. VEGAS y ROIZ (1979) definen la macroestructura hercínica de un amplio sector que abarca las Villuercas, Guadalupe, Almadén y Ciudad Real. PEREZ GONZALEZ (1981) realiza un exhaustivo estudio del Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega. SAN JOSE (1983 y 1984) sintetiza las características estratigráficas del Precámbrico de los Montes de Toledo. ANCOCHEA (1983) estudia el vulcanismo postalpino de los Campos de Calatrava desde los puntos de vista petrológico, geoquímico y evolutivo. PORTERO *et al* (1985) realizan las Hojas MAGNA de Ciudad Real (18-31) y Daimiel (1930) en las que se da una visión actualizada de la estratigrafía, sedimentología, estructura, geomorfología y evolución geológica de los materiales aflorantes en Los Campos de Calatrava y Llanura Manchega occidental.

1. ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Piedrabuena existen materiales pertenecientes al Paleozoico y Neógeno muy recubiertos por depósitos cuaternarios de variada naturaleza.

El Paleozoico aflora en el Anticlinorio de Ciudad Real y Sinclinal de Piedrabuena. Se ha reconocido la existencia de sedimentos del Cámbrico inferior (Pizarras del Pusa y Areniscas del Azorejo), Ordovícico inferior (Serie Púrpura, Cuarcitas Armóricas y Alternancias de Pochico),

Ordovícico medio (Pizarras y areniscas con *Neseuretus* y *Cuarcitas* de Cantera) y Ordovícico superior (Pizarras de Cantera y Bancos mixtos).

Además de los trabajos regionales, citados en el capítulo de Introducción, han sido numerosos los autores que se han ocupado de la estratigrafía del Paleozoico de la zona de Piedrabuena y áreas limítrofes. ALVARADO y H. PACHECO (1931, 1932 y 1934) revisan los datos anteriores y precisan la sucesión estratigráfica. El trabajo de MACHENS (1954) es publicado por WALTER (1977) incluyendo un detallado análisis de la sucesión ordovícica y aportando numerosos datos paleontológicos que van a servir de base a trabajos posteriores de tipo estratigráfico biostratigráfico, paleontológico y sedimentológico entre los que destacan los de HAMMAN (1974, 1976), HAMMAN *et al* (1982) y GUTIERREZ MARCO *et al* (1984). ROIZ GARCIA (1979) realiza nuevas aportaciones sobre la sucesión estratigráfica paleozoica del Anticlinorio de Ciudad Real. PORTERO *et al* (1985) actualizan los datos estratigráficos, paleontológicos, sedimentológicos, estructurales y de evolución geológica del paleozoico.

1.1. CAMBRICO

Los diversos autores que se han ocupado de la estratigrafía de la Hoja, con anterioridad a la realización de la cartografía del plan MAGNA han atribuido la totalidad de los sedimentos paleozoicos aflorantes al Ordovícico inferior y medio. Sin embargo los afloramientos estudiados entre el pueblo de Picón y el corte del río Guadiana, al noroeste de Las Casas, permiten caracterizar dos unidades sucesivas pertenecientes al Cámbrico inferior y que serían equivalentes del techo de las Pizarras del Pusa y de las Areniscas del Azorejo de los Montes de Toledo occidentales. Regionalmente la primera de estas unidades contiene el límite Precámbrico - Cámbrico (Véndico/Cámbrico inferior) aflorando en la Hoja de Piedrabuena sólo sus términos superiores.

1.1.1. Limolitas areniscas. Pizarras del Pusa (2). Cámbrico inferior-Tommotiense

Tan sólo se ha reconocido la existencia de dos afloramientos aislados en las proximidades de Picón (Cementerio y carretera de Picón a Porzuna). Esta unidad debe estar sin embargo presente en el núcleo del Anticlinorio de Ciudad Real cubierta por materiales pliocenos y cuaternarios.

Está constituida por pizarras limolíticas, finamente laminadas de tonos grises entre los que se intercalan esporádicos bancos decimétricos de areniscas cuarcíticas.

El estudio microscópico revela que se trata de limos medios a gruesos formados por cuarzo y micas blancas, con cemento ferruginoso y matriz sericítica. Las areniscas cuarcíticas son de grano fino de cuarzo y óxidos de hierro y matriz de caolinita-sericita. La epimatriz de caolinita está irregularmente impregnada por óxidos de hierro.

En la Hoja de Piedrabuena resulta imposible realizar columnas estratigráficas detalladas para esta unidad, que permitan una correcta interpretación sedimentológica de la misma.

En los Montes de Toledo occidentales (Hoja 15-26, Puente del Arzobispo) la Formación Limolitas del Pusa comienza en la base con un nivel conglomerático calcáreo discontinuo (Nivel de Fuentes, MORENO 1977) que se interpreta como una megaturbidita originada por transporte en masa relacionado con un evento sísmico. Siguen limolitas y pelitas, con algunas intercalaciones arenosas, tramos desorganizados y algún nivel conglomerático. Estos materiales se depositaron en un dominio de talud-plataforma sometido a numerosas oscilaciones del nivel del mar, predominando los ambientes de plataforma hacia el techo.

Esta unidad no ha proporcionado fósiles dentro de la Hoja. Su edad de conjunto puede equipararse con el límite Proterozoico superior (Vendense) —Cámbrico inferior (Tomotiense), de acuerdo con su contexto regional. En este sentido los fósiles de pared orgánica encontrados en los Montes de Toledo occidentales entre 300 y 400 metros sobre la base de la unidad (ver memoria Hoja 15-26: Puente del Arzobispo) reúnen taxones vendicos como: *Baulinella faveolata* (SHEPELEVA), *Beltanelloides* cf. *sorichevae* SOKOLOV y *Chuarina* cf. *circularis* WALCOTT etc., que sin embargo se encuentran asociados a, o precedidos por, numerosos icnofósiles de aspecto Cámbrico, como *Monomorphichnus lineatus* CRIMES, *Planolites* sp. y *Phycodes pedum* SEILACHER.

Por alor en la Hoja, tan sólo los términos superiores se han asimilado en la leyenda al Cámbrico inferior (Tomotiense).

1.1.2. Pizarras, areniscas y caurcitas. Areniscas del Azorejo (3). Cámbrico inferior (Tomotiense - Ovetiense)

Se sitúan en el Anticlinorio de Ciudad Real, al sur de la Hoja, muy cubiertas por materiales del Terciario reciente y Cuaternario. Los mejores afloramientos aparecen en los márgenes del río Guadiana, aguas abajo del embalse del Vicario, en donde se ha levantado la columna estratigráfica de Río Guadiana (x: 571.900 y: 494.975), estudiándose los 350 metros superiores de la unidad cartográfica cuyo espesor total debe ser del orden de 700-800 metros.

Está constituida por bancos métricos formados por la amalgamación

de capas decimétricas de cuarcitas, y areniscas cuarcíticas pardas y violáceas por alteración, que alternan con tramos heterolíticos de espesor métrico o decamétrico en los que se suceden irregularmente niveles centi o decimétricos de lutitas grises, areniscas limolíticas, areniscas y areniscas cuarcíticas pardas.

Petrográficamente las areniscas y cuarcitas son arcosas de grano fino formadas por granos subangulosos de cuarzo y una notable proporción de granos de feldespato potásico (20-35%) más o menos alterados y parcialmente ferruginizados, que en algunos niveles presentan recrecimientos sintaxiales idiomorfos. Como accesorios aparecen biotita ferruginizada, moscovita, circón y turmalina. Las texturas son variables desde muestras con contactos tangenciales y contenido significativo (10-15%) en matriz sericítica, reconociéndose zonas de caolinita ferruginizada y/o silicificada, a texturas cuarcíticas por intensa presión solución de los contactos, movilización de cuarzo en crecimientos secundarios y escasa matriz. Las lutitas son frecuentemente rocas con un microbandedado variable entre limolitas de composición similar a las arcosas descritas y bandas lutíticas muy ricas en sericita.

Los bancos cuarcíticos pueden estar formados casi exclusivamente por *ripples* de oscilación aunque lo más frecuente es la sucesión de laminación paralela y/o laminación cruzada (que puede faltar) y techos erosionados retocados por *ripples* de oscilación. También aparecen estructuras *hummocky cross bedding* (H.C.S.) (fig. 1: a, b, c).

En los tramos heterolíticos hay bancos de areniscas con laminación paralela y/o laminación cruzada (que puede faltar), bancos H.C.S. y otros formados por *convoluted lamination* debida a escape de fluidos. Es común a todos ellos la presencia de *ripples* de oscilación a techo. En los niveles más finos alternan areniscas y lutitas con *ripples* de oscilación, *flaser*, *linsen* y bioturbación (fig. 1: d, e, f).

La sucesión se ordena en secuencias estrato y granocrecientes (*coarsening upwards*) de potencia métrica a decamétrica, formadas en la base por los tramos heterolíticos y a techo por las cuarcitas. A su vez estas secuencias están formadas por otras menores de tamaño de grano y energía decreciente a techo (*fining upwards*) (fig. 1: g, h).

El agente dinámico más importante que ha quedado reflejado, es el oleaje de tempestad o mar gruesa (mar de fondo), capaz de removilizar la arena (probablemente barras) depositada en áreas muy someras de la plataforma y transportarla hacia zonas más distales.

Las secuencias *coarsening up* se atribuyen, en principio, a migraciones laterales de las zonas de distribución de sedimento, que generan interdigitaciones con las lutitas de plataforma (facies heterolíticas). Los depósitos son de áreas relativamente distales y sólo se observan aportes periódicos de arena que no llegan a formar barras verdaderas, sólo fa-

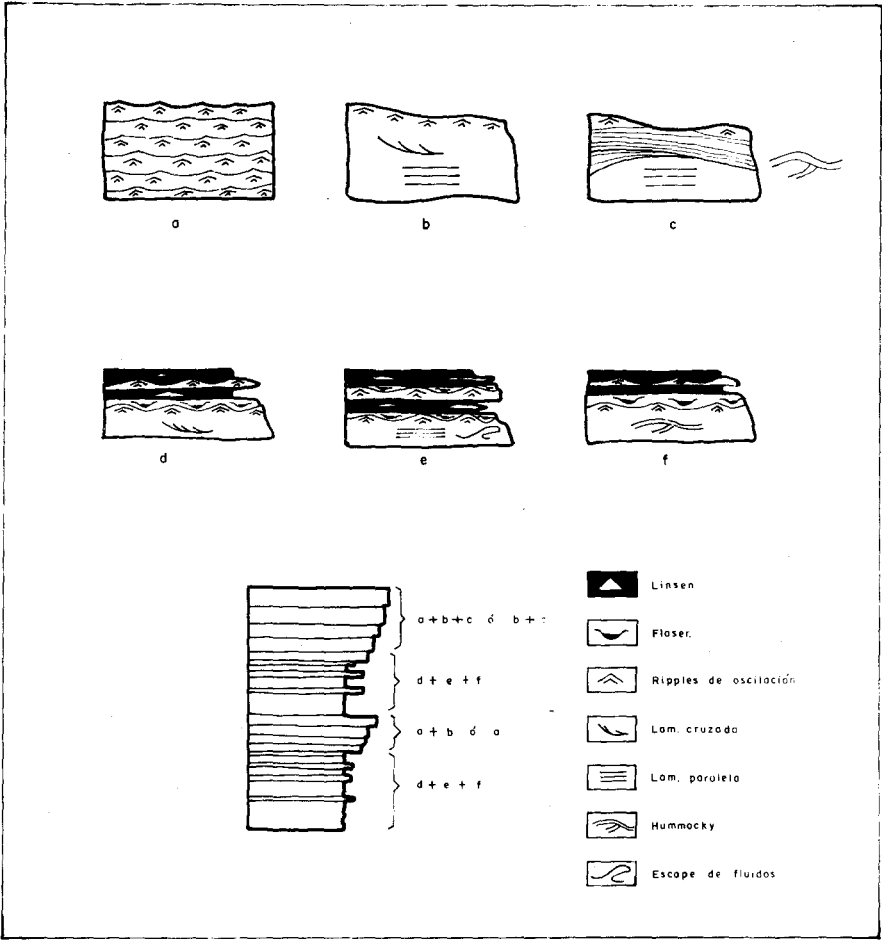


Fig. 1. Asociaciones de facies y mesosecuencias en las Areniscas del Azorejo.

cies heterolíticas y arenosas. Se trata pues de depósitos de una plataforma marina somera, sometida periódicamente a la acción del oleaje de tormenta y con predominio de la acreción vertical.

Todos los autores coinciden en asignar las Areniscas del Azorejo al Cámbrico inferior de acuerdo con su icnofauna y posición estratigráfica, pues la unidad está comprendida entre las Pizarras del Pusa (donde se localiza el límite Precámbrico-Cámbrico) y las Calizas de Navalucillos de edad Ovetiense superior (Biozonas VI y VII de Arqueociatos). Por esta razón la datación más probable para las areniscas del Azorejo sería Tommotiense, o lo que es igual Cordubiense (= Cámbrico pre-trilobítico), en su mayor parte, mientras que los niveles superiores representarían la totalidad del Ovetiense inferior y la base del Ovetiense superior.

Las muestras tomadas en el Corte del Río Guadiana han permitido identificar la presencia de *Monomorphichnus lineatus* CRIMES, *Plagiomus* sp., *Diplichnites* sp., *Palaeophycus* sp., *Agrichnium* sp., *Bifungites?* sp., y *Skolithos* sp. («poco profundos»). El aspecto y composición general de esta asociación, en especial por la abundancia de *Monomorphichnus*, resulta similar al registrado en los cortes típicos de las Areniscas del Azorejo en los Montes de Toledo occidentales.

1.2. ORDOVICICO

Si exceptuamos los materiales pertenecientes al Ordovícico inferior, el resto de la sucesión de este período se encuentra representada de afloramientos de extensión muy reducida dentro de la Hoja.

El Ordovícico inferior constituye los flancos de las principales estructuras presentes en la Hoja: Anticlinorio de Ciudad Real, Sinclinorio de Piedrabuena y Sinclinorio de Porzuna. Aparece repetido numerosas veces por efecto de la fracturación hercínica y posthercínica, en extensos afloramientos muy cubiertos por derrubios cuaternarios.

1.2.1. Las series del Ordovícico inferior en los Montes de Toledo. Cronoestratigrafía

Regionalmente el Ordovícico inferior se sitúa mediante discordancia angular sobre los materiales del Cámbrico y Precámbrico. Está constituido por dos unidades, claramente diferenciables, muy bien representadas en el corte del Río Estena (Hoja 16-28: Anchuras) situado al noroeste de la zona estudiada.

La primera unidad, situada en este conocido corte por encima de la discordancia, corresponde a las denominadas «Capas intermedias» o

«Zwischenschichten» de LOTZE (1956) («serie purpúrea» o «serie coloreada»), que entre 30 y 50 m. de su muro proporcionaron a MORENO *et al* (1976) *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY, *Rusophycus* sp. y *Diplichnites* sp. El primer icnofósil citado prosigue su representación en niveles más modernos de la unidad de forma esporádica, acompañado también por *C. goldfussi* (ROUALT) y abundantes *Skolithos* sp. Siguiendo a los mismos autores, la Cuarcita Armoricana suprayacente contiene una asociación de icnofósiles muy característica, que suma *C. rugosa* D'ORBIGNY a los ya mencionados *C. goldfussi* y *C. furcifera* representados en la unidad anterior. Por otra parte, es conocida la presencia de trilobites: *Asaphina* en las facies más puramente cuarcíticas de la Formación Cuarcita Armoricana del corte del río Estena.

Respecto a la datación de ambas unidades, MORENO *et al* (1976) refieren la primera al Tremadoc y la segunda al Arenig, situando «tentativamente» el límite de las dos series, prácticamente en la base de la Cuarcita Armoricana, bajo aquellos niveles donde coexisten las tres icnoespecies de *Cruziana* del «Grupo *Rugosa*». En nuestra opinión, esta coexistencia es típica de la Cuarcita Armoricana y tramos correlacionables con la misma de otras unidades arenosas del Ordovícico inferior del N. y NO. peninsular, pero carece de connotaciones cronoestratigráficas propias, que en este caso se presuponían indicativas del Arenig. En el momento actual nadie duda que el depósito de la Cuarcita Armoricana *s. str.* haya tenido lugar durante esta época, como atestiguan los diversos hallazgos de quitinozoos y acritarcos efectuados en áreas alejadas geográficamente. La inexistencia de *C. rugosa* en las «Capas intermedias» puede, por otra parte, deberse a diversos factores (extrema rareza, ambientes inadecuados para su producción o conservación, etc.), pero su mera ausencia no tiene por que conducir a sospechar la asignación de estos materiales al Tremadoc. Según este tipo de planteamientos, la Cuarcita Armoricana probablemente no sería Arenig porque en este afloramiento no contiene *C. imbricata*, una icnoespecie restringida a dicha época; y a la inversa, los materiales datados como Tremadoc en la Cordillera Ibérica resultarían «probablemente» Arenig en aquellos tramos que proporcionan exclusivamente *Cruziana* del grupo *rugosa*, cuyo registro comienza allí en la época mencionada.

La presente discusión ejemplifica como un límite cronoestratigráfico establecido tentativamente con argumentos paleontológicos en un corte relevante, pasa en sucesivos trabajos a ser considerado irrefutable, una deducción extraída del gran número de trabajos que consideran como Tremadoc los materiales ordovícicos discordantes sucedidos por la Cuarcita Armoricana. Hasta la fecha, todos los argumentos paleontológicos esgrimidos en este sentido carecen de fundamento. El desarrollo sedimentario de ambas unidades unido a su comparación con los grandes

ciclos transgresivos-regresivos registrados a escala global indica con mayor probabilidad una edad post-Tremadoc (Hunneberg?-Arenig) para todo el conjunto.

Por último, los «Estratos Pochico» que sirven de tránsito entre la Cuarcita Armoricana y las Capas con *Tristani*, no nos han proporcionado en el área de la Hoja más que restos de icnofósiles indeterminables. No obstante, en el corte del río Estena el tramo inferior de la unidad contiene extensos hiporelieves de *C. goldfussi* (ROUAULT) y *C. furcifera* D'ORBIGNY, mientras que en niveles superiores hemos detectado una lumaquela ferruginosa de espesor centimétrico con braquiópodos inarticulados de aspecto Arenigiense (*Lingulepis* sp.), así como raros trilobites (*Ogyginus armoricanus* [TROMELIN y LEBESCONTE]). La existencia de estos fósiles hace pensar que buena parte de la unidad corresponde todavía al Arenig, localizándose su límite con el Llanvirn en los niveles próximos al techo. Esta última consideración proviene del hallazgo de bivalvos del Llanvirn inferior en dicha posición estratigráfica dentro de la Hoja 18-28 (Las Guadalerzas). De todos modos, la posición exacta de dicho límite no puede ser fijada hasta ahora en ningún corte, y es posible que incluso pueda fluctuar bastante dentro de la parte más alta de la unidad, llegando a situarse eventualmente en el techo de la misma.

1.2.2. Cuarcitas y conglomerados. Serie Púrpura. Capas intermedias (4). Ordovícico inferior

Afloran en el Anticlinorio de Ciudad Real, dando lugar a suaves lomas cuyas vertientes se encuentran tapizadas por potentes derrubios de ladera.

El espesor total de la unidad cartográfica es del orden de 200 metros. En la columna del Embalse del Vicario (x: 573.050 y: 495.325) se han estudiado los 70 metros superiores.

El muro se encuentra siempre cubierto. Por el conocimiento regional podemos indicar que viene definido por cuarcitas y conglomerados de cuarcita y cuarzo en capas decimétricas que intercalan niveles decimétricos a métricos de pizarras hacia la base. En las partes medias y altas predominan las ortocuarcitas blancas de grano grueso a microconglomerático con frecuentes hiladas de cantos de 0,5 a 2 cms de cuarzo, cuarcita y lidita, que hacia el techo constituyen auténticos bancos de conglomerados cuarcíticos.

Se trata de un conjunto estratificado en capas de varios decímetros a uno o dos metros en el que la So es difícil de reconocer debido a la intensa fracturación que presentan.

El estudio microscópico revela que se trata de litarenitas microcon-

glomeráticas formadas por granos subredondeados de cuarzo, en su mayor parte policristalinos, y una fracción variable de cuarcitas, rocas silíceas finas, areniscas y pizarras sericíticas, en ocasiones totalmente transformadas en epimatriz. Presentan una textura en esqueleto denso con contactos de intensa presión solución y movilización de cuarzo en crecimientos secundarios dando texturas cuarcíticas con orientación de granos. Cuando hay epimatriz sericítica ésta se presenta con «flecós de presión». Como accesorio aparecen circón y óxidos de hierro muy locales en relación con la epimatriz.

Estos materiales se encuentran intensamente recristalizados y fracturados por lo que la observación de la geometría y estructura interna de los cuerpos sedimentarios resulta muy dificultosa. En algunos bancos se observa la presencia de laminación cruzada de gran escala tabular y en surco, con gran dispersión de direcciones de corriente, que a veces son prácticamente opuestas.

Se interpretan, tentativamente, como depósitos en una plataforma marina somera bajo la acción de corrientes que apilaban *magarripples* en barras mayores. Las corrientes responsables pueden ser de cualquier tipo: de deriva, inducidas por las tormentas o de mareas.

La atribución cronológica ha sido discutida en el apartado 1.2.1., situándose en el Ordovícico inferior sin poder precisarse, por el momento una edad Tremadociense o Hunnebergiense para la unidad que nos ocupa.

1.2.3. Cuarcitas, limolitas, areniscas y pizarras. Serie Púrpura. Capas intermedias (5). Ordovícico inferior

Aparecen en el Anticlinorio de Ciudad Real, dando lugar a zonas alomadas o suavemente deprimidas, con afloramientos enmascarados por coluviones cuaternarios, que se sitúan entre los relieves originados por las cuarcitas y conglomerados infrayacentes y la cuarcita armoricana.

Para su estudio se ha levantado la columna del Embalse del Vicario.

Son cuarcitas y areniscas cuarcíticas de grano fino a medio y tonos rojo violáceos y pardo blanquecinos, areniscas limolíticas y limolitas varioladas (violáceas, grises y blancas), que se estratifican en bancos decimétricos. El espesor total de la unidad varía entre 275 y 350 metros. Pueden distinguirse algunos tramos de espesor variable que de muro a techo son:

- a) 100-120 m de cuarcitas y areniscas cuarcíticas de grano fino a medio rojo-violáceas, con laminación cruzada y paralela y estratificación cruzada en bancos (morfología de barras).
- b) 75-100 m de areniscas y areniscas cuarcíticas de grano fino rojo

violáceas y blanquecinas, en las que a gran escala se reconocen morfologías de barras, con un tramo intermedio de areniscas finas a limolitas de los mismos tonos. Es característica de todo el tramo la intensa bioturbación vertical (*skolithos*), así como la presencia de una esquistosidad bien desarrollada. En las limolitas pueden intercalarse niveles centimétricos de cuarcitas con *hummocky cross stratification* y *ripples* de oscilación.

- c) 85-110 m en los que alternan de forma irregular bancos métricos a decamétricos formados por la amalgamación de capas decimétricas de cuarcitas blancas, violáceas y pardas y bancos métricos constituidos por una alternancia decimétrica de lutitas y cuarcitas violáceas. Predominan las secuencias *finning upwards*. Las asociaciones de facies más frecuentes en las cuarcitas son: cuarcitas con laminación cruzada y *ripples* de oscilación a techo; cuarcitas con laminación paralela, laminación cruzada (que puede faltar) y *ripples* de oscilación a techo y cuarcitas con H.C.S. y *ripples* de oscilación a techo. Las cuarcitas intercaladas entre las limolitas suelen tener laminación paralela o cruzada y *ripples* de oscilación a techo.
- d) Tramo superior variable (15-25 m?) de tránsito a las barras de la cuarcita armoricana, siempre muy cubierto, y constituido por cuarcitas blancas y pardas y areniscas cuarcíticas.

Los tramos a y b corresponden a acumulaciones de barras en una plataforma marina somera, que desarrollan estratificación cruzada de gran escala que suele estar bioturbada. La intensidad de la bioturbación que en algunos casos afecta a todo el banco de areniscas, sugiere que el crecimiento y migración de las barras fueron lentos y episódicos, dando lugar a que actuasen los organismos bioturbadores sobre toda la superficie de la barra.

El nivel c y el tramo intermedio limolítico del b son esencialmente facies de plataforma afectada por las tormentas, con extensión de la arena de las barras hacia zonas de sedimentación lutítica por la acción de remoción y transporte del oleaje que queda recogida en forma de H.C.S., laminación paralela, laminación cruzada de oscilación, adaptaciones de capas, etc.

En conjunto hay una elevación relativa del nivel del mar, que produce una megasecuencia «transgresiva», con aumento de la profundidad relativa. De muro a techo se pasa de barras arenosas, más o menos litorales a facies claramente marinas, de aguas someras, cerca del nivel de base del oleaje.

Hacia el techo y en la serie de tránsito a la Cuarcita Armoricana se produce un cambio de la polaridad sedimentaria desde tendencias *finning up* a las *coarsening up* propias de esta última.

El estudio microscópico indica que en conjunto se trata de litarenitas de grano fino formadas por granos subangulosos de cuarzo frecuentemente policristalino, una proporción variable de granos referibles a fragmentos de rocas (cuarcitas, silex, pizarras) y epimatriz sericítica, desde trazas en rocas con contactos de presión-solución y movilización de cuarzo en crecimientos secundarios (cuarcitas), al 20% en rocas con textura de granos con contactos tangenciales. Como accesorios aparecen circón, turmalina y rutilo. Algunos niveles del tercio superior de la serie son cuarcitas microconglomeráticas semejantes a las de la unidad cartográfica inferior (1.2.2.).

En las areniscas finas y limolitas es frecuente observar un microbandeado de arenitas finas, semejantes a las descritas con pizarras sericíticas ricas en limo, cuarzo y moscovita.

Estos materiales se atribuyen al Ordovícico inferior, correspondiendo sus términos superiores ya al Arenig (ver 1.2.1.).

1.2.4. Ortocuarцитas. Facies armoricana (6). Arenigiense

Las Cuarcitas Armoricanas, por su resistencia a la erosión constituyen el principal elemento constructor del relieve de la región, dando lugar a sierras elevadas en cuyas vertientes se acumulan potentes depósitos coluviales. Son además un excelente nivel de referencia para reconstruir la macroestructura hercínica de la zona. Afloran extensamente en toda la Hoja formando los flancos de las principales estructuras: Anticlinorio de Ciudad Real, Sinclinorio de Porzuna y Sinclinorio de Piedrabuena.

Se trata de un potente conjunto de 350-400 metros de potencia continuado por cuarcitas blancas, cristalinas, estratificadas en capas decimétricas y ocasionalmente métricas. Entre los bancos pueden aparecer, ocasionalmente, delgadas intercalaciones de cuarcitas lajeadas. Se encuentran muy diaclasadas, por lo que en pequeños afloramientos aislados resulta difícil determinar la superficie de estratificación. En el extremo sur-oriental de la Hoja (Parque natural de la Atalaya), al techo de algunas capas aparecen brechas monogénicas de cuarcita englobadas en una matriz de cuarcita, de facies armoricana, con mayor proporción de óxidos de hierro.

Microscópicamente son cuarcitas de grano fino a medio, formadas por granos de cuarzo subredondeado, con textura en esqueleto denso y contactos suturados por intensa presión solución, con movilización de cuarzo en crecimientos secundarios con alargamiento de granos. Localmente aparecen pequeñas fracturas rellenas de cuarzo u óxidos de hierro, muy modificados por cataclasis. Como accesorios están siempre pre-

sentos, circón, turmalina, rutilo y óxidos de hierro (ocasionalmente concentrados en estilolitos).

Regionalmente y sobre todo al sur (BOUYX 1970) suelen distinguirse dos tramos cuarcíticos de 200 a 300 m de espesor separados por una depresión intermedia constituida por areniscas en bancos finos, con *Cruziana* y *Tigillites*, alternantes con pizarras arenosas y micáceas en bancos decimétricos. En la Hoja de Piedrabuena no se individualiza este tramo intermedio, apareciendo el conjunto como una única formación cuarcítica.

No existen buenos cortes que permitan un estudio sedimentológico detallado de la unidad. En algunos bancos se reconoce laminación cruzada de gran escala, tabular y en surco. Los bancos suelen disponerse en secuencias estratocrecientes, de orden decamétrico, en las que se reconocen morfologías de barras a gran escala. Hacia el techo del conjunto la estratificación es más fina y ocasionalmente los bancos tienen laminación paralela.

Tienden a interpretarse como barras desarrolladas en una plataforma somera, en situación relativamente próxima al litoral, parcialmente destruidas a techo por la acción del oleaje y tormentas (*foreshore*).

La edad de estos materiales es Arenigiense (ver 1.2.1.).

1.2.5. **Areniscas, areniscas micáceas, cuarcitas y pizarras. Alternancia de Pochico (7). Arenigiense-Llanvirniense**

En los flancos de los sinclinales y cuando los coluviones que tapizan las vertientes de las sierras constituidas por la cuarcita armoricana lo permiten, aflora una serie alternante de areniscas, cuarcitas y pizarras asimilable por sus características y posición estratigráfica a las «Capas o Alternancia de Pochico» de Sierra Morena Oriental (TAMAIN 1972).

Se disponen concordantes y en tránsito gradual sobre las cuarcitas del Arenig., sin embargo el paso a las Pizarras con *Neseuretus*, es relativamente brusco, en este sector de la zona Centro-Ibérica, a base de niveles con concentración de minerales pesados, niveles fosfatados y costas ferruginosas discontinuas.

La potencia de la unidad está próxima a 200 metros en los que alternan, de manera irregular, capas centi o decimétricas de areniscas micáceas lajeadas, areniscas, areniscas cuarcíticas, cuarcitas pardo amarillentas y limolitas pizarrosas gris parduzcas y gris blanquecinas, entre las que se intercalan algunos bancos métricos de cuarcitas gris y pardo amarillentas, formados por la amalgamación de niveles de espesor decimétrico.

Microscópicamente dominan las arenitas finas y limolitas formadas por granos subangulosos de cuarzo, láminas de moscovita, matriz de se-

ricita. En algunos niveles son abundantes los minerales pesados: circón, turmalina, rutilo y opacos que se suelen concentrar en microbandas sedimentarias enriquecidas en óxidos de hierro. Las cuarcitas son de grano fino, a veces medio, subanguloso a subredondeado, con cuarzo, epimatriz sericitica (5-10%) y textura de granos interpenetrados por presión solución con movilización de cuarzo en crecimientos secundarios. Como accesorios aparecen micas y minerales semejantes a los antes citados.

Las principales asociaciones de facies son (fig. 2):

- a) Areniscas formadas por *ripples* de oscilación, a veces con bioturbación horizontal a techo.
- b) Areniscas cuarcíticas con *skolithos*, laminación paralela o cruzada de bajo ángulo a las que siguen areniscas micáceas con *ripples* de oscilación y bioturbación horizontal a techo.
- c) Areniscas cuarcíticas y micáceas con H.C.S. (*Hummocky cross stratification*).
- d) Limolitas con laminación paralela que intercalan areniscas con *ripples* de oscilación.
- e) Bancos formados por la amalgamación de capas decimétricas de cuarcitas con laminación paralela o de bajo ángulo, H.C.S. y eventualmente techos erosionados retocados por *ripples* de oscilación.
- f) Bancos similares a los anteriores con predominio de la laminación cruzada de gran escala con techos erosionados sobre los que aparece laminación paralela o debajo ángulo.

Los estratos de Pochico no presentan una ordenación secuencial clara, si bien en algunos puntos de la Zona Centro-Ibérica se observan tendencias irregulares estrato/grano crecientes (*coarsening up*) de orden métrico a decamétrico, formadas por otras decimétricas de energía y tamaño de grano decreciente (*finning up*).

Se interpretan como sedimentos de plataforma marina somera de escasa pendiente dominada por oleaje y tormentas, en los que la arena se acumularía por la acción de las corrientes de resaca de las tempestades siendo posteriormente retrabajada por oleaje de menor intensidad.

Por las consideraciones efectuadas en el apartado 1.2.1. la edad de la unidad cartográfica es Arenig-Llanvirniense, situándose el límite entre ambos pisos muy próximo al techo.

1.2.6. Pizarras y areniscas y pizarras con *Neseuretus* (8). Llanvirniense-Llandeiloense

Aunque esta unidad no aflora en el ámbito de la Hoja al hallarse recubierta por sedimentos y materiales volcánicos neógenos y cuaterna-

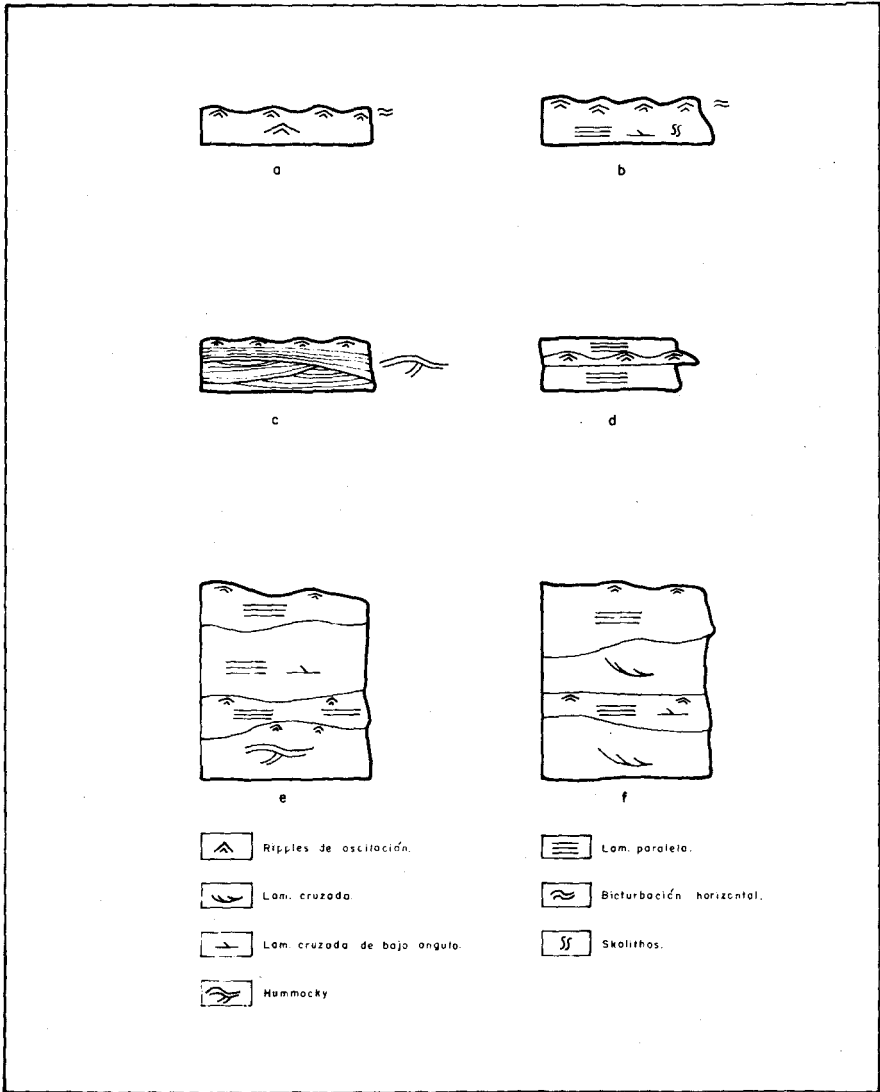


Fig. 2. Asociaciones y facies en las Alternancias de Pochico.

rios, se ha reconocido su existencia por la presencia de bloques de pizarras en la «brecha basal» del volcán de Piedrabuena, al este de dicha localidad, que contienen diversos taxones de Llanvirniense inferior: *Expansograptus mancus* GUTIERREZ, *Neseuretus* (N.) *avus* HAMMAN y *Klouckeia* cf. *drevermanni* HAMMAN.

En Hojas próximas (17-30: Casas del Río, 16-30: La Puebla de Don Rodrigo) abarca la totalidad de la Formación Pizarras con *Neseuretus* y los dos miembros inferiores de la Formación Areniscas y Pizarras con *Neseuretus* (Alternancias de los Rasos o del Caño y Pizarras Botella o Guindo) de GUTIERREZ MARCO *et al* (1984), que constituyen unidades cartográficas diferenciables, si bien las alternancias de los Rasos tienen carácter discontinuo.

Regionalmente las Pizarras con *Neseuretus* están constituidas por un conjunto de pizarras oscuras, negras en fresco, más o menos micáceas de espesor variable entre 250 y 500 metros, que pueden intercalar materiales volcánicos (basaltos) más o menos retrabajados por las corrientes y oleaje. Representan al Llanvirniense y la parte basal del Llandeiloense (Dobrotiviense).

Las alternancias de los Rasos vienen definidas por 30-80 m de areniscas, areniscas micáceas, cuarcitas y pizarras más o menos limolíticas con abundantes *ripples* de oscilación, laminación paralela y H.C.S. Las Pizarras Botella o Guindo son semejantes a las Pizarras con *Neseuretus*. La edad de estos miembros es Llandeiloense superior.

1.2.7. Pizarras, areniscas micáceas y cuarcitas (9). Llandeiloense superior

Afloran exclusivamente en el sinclinal situado al norte de Porzuna en las laderas de las elevaciones originadas por las Cuarcitas de Cantera suprayacentes.

Para su estudio se ha levantado la columna estratigráfica de Porzuna (x: 559.450 y: 506.750) en donde se han reconocido los 50 metros superiores de la unidad que tiene un espesor total del orden de 125 metros.

Se trata de una alternancia irregular de capas decimétricas (a veces centimétricas) de pizarras limolíticas grises y areniscas cuarcíticas de grano muy fino a limolítico, más o menos micáceas.

Las areniscas y cuarcitas están formadas por granos angulosos de cuarzo, óxidos de hierro detríticos (10-20%), micas cloritizadas y matriz clorítica (15-20%). La textura es de contactos tangenciales y ocasionalmente de presión-solución con movilización de cuarzo en crecimientos secundarios. Como accesorios aparecen circón, turmalina y rutilo. A veces están silicificadas a partir de filoncillos rellenos de cuarzo.

Los niveles arenosos están formados predominantemente por H.C.S. (*Hummocky cross stratification*) y más raramente por laminación paralela que a veces presenta *ripples* de oscilación a techo.

Son depósitos de plataforma abierta sedimentados en zonas próximas al nivel de base medio del oleaje de tempestades que aportan niveles detríticos hacia zonas más distales con respecto a las áreas de aporte de arenas (probablemente barras arenosas de plataforma somera o próximas al litoral).

Se datan como Llandeiloiense superior en virtud de la fauna encontrada: *Neseuretus (N.) tristani tardus* HAMMAN (en la base), y *Heterortina cf. kerfornei* MELOU (en el techo).

1.2.8. Cuarcitas, areniscas y pizarras. Cuarcitas Botella o de Canteras (10). Llandeiloiense superior - Caradociense inferior

Dan lugar a relieves de tipo «barras rocosas» que conforman la estructura sinclinal localizada al norte de Porzuna.

En el paisaje destacan dos niveles «o barras» cuarcíticas separadas por un tramo intermedio, que se presenta siempre cubierto.

Se ha estudiado en columna de Porzuna en la que tienen una potencia total de 105 m.

De muro a techo se han reconocido:

- 13 metros de cuarcitas pardas y blanquecinas, estratificadas en capas decimétricas y casi métricas en la parte superior, con laminación paralela y H.C.S.
- 40-45 m muy cubiertos en los que alternan cuarcitas, areniscas y pizarras.
- 30 metros de cuarcitas blancas y malvas estratificadas en capas decimétricas y a veces métricas (1-1,5 m) con laminación paralela o de bajo ángulo y bases erosivas o laminación cruzada de surco. Hacia la parte superior aparecen tramos cubiertos debidos probablemente a la intercalación de areniscas y pizarras.
- 13 m cubiertos. Probables areniscas, cuarcitas y pizarras.
- 5 m cuarcitas blancas en capas decimétricas con laminación paralela.

El estudio microscópico revela que son cuarcitas de grano fino formadas por granos subangulosos de cuarzo y matriz sericítica (5-15%). Presentan texturas de granos interpenetrados por presión-solución con movilización de cuarzo en crecimientos secundarios. Localmente se observan óxidos de hierro de carácter detrítico, seguramente en relación con feldespatos alterados. Como accesorios hay moscovitas y abundan-

tes minerales pesados: circón, turmalina, rutilo y opacos, a veces asociados a óxidos de hierro.

En conjunto representan facies más proximales y con mayor disponibilidad de arena que las capas de transición infrayacentes. Se trata de cuerpos sedimentarios con morfología de barra visible, formadas por la acción de oleaje de tormentas que apilan arenas con H.C.S., laminación paralela y laminación cruzada de oscilación dispuestas en secuencias *finning up*. amalgamadas o separadas por nivelillos lutíticos que tapizan las morfologías deposicionales de las areniscas.

Considerando el conjunto Pizarras Guindo, Serie de transición y Cuarzitas de Cantera se tiene una megasecuencia regresiva con aumento del tamaño de grano, espesor de capas y energía ambiental. Se suponen relacionadas con la progradación de campos de barras sublitorales o de plataforma sobre las áreas lutíticas de la plataforma externa abierta. No hemos encontrado pruebas de emersión a techo de la megasecuencia que permita asimilarla a la progradación de una playa o isla de barrera (*foreshore* sobre *shoreface* y *offshore*) pero no puede descartarse a causa de las limitaciones del afloramiento.

Hacia el techo de la unidad infrayacente, en situación próxima a la base de la que nos ocupa han aparecido fósiles del Dobrotiviense (Llandeiloense) superior: *Heterorthis* cf. *kerfornei* MELOU, Otrácodos, Bivalvos y Gasterópodos. En la vecina Hoja de Ciudad Real (18-31) y en la base de la unidad superior (Pizarras intermedias o de Cantera) se han recolectado fósiles de edad Caradoc inferior. Por lo anteriormente expuesto y de acuerdo con los datos obtenidos en otras localidades de la zona centroibérica, las Cuarzitas de Cantera deben datarse, en su mayor parte, como Llandeilo superior, no descartándose la presencia del límite Llandeilo-Caradoc en los niveles próximos al techo (GUTIERREZ MARCO *et al* 1984).

1.2.9. Pizarras. Pizarras intermedias o de Cantera (11). Caradoc inferior y medio

Aparecen exclusivamente en el Sinclinal de Porzuna, en donde se encuentran recubiertas por depósitos de ladera procedentes de los relieves constituidos por las Cuarzitas de Cantera.

En la columna de Porzuna y, a lo largo del Arroyo del Arroyo del Tejar afloran 110 metros de pizarras limolíticas y micáceas grises y negras y gris verdosas por alteración, que ocasionalmente contienen nódulos carbonatados, hacia la parte inferior.

Están formadas por una matriz de sericita-clorita con limo de cuarzo, óxidos de hierro y micas. En la Hoja de Ciudad Real (18-31), a unos 10-15

metros de la base aparece un paquete, de 2 a 3 metros de espesor, constituido por limolitas oscuras con oolitos y nódulos fosfatados que contienen niveles lumaquéllicos en el techo.

En conjunto se trata de una unidad homogénea, masiva, en la que no se reconocen estructuras sedimentarias. Estas facies puede interpretarse como depositadas en una plataforma abierta lutítica, no muy profunda, por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas y forman la base del ciclo sedimentario de tendencia «regresiva» del Ordovícico superior, iniciado a partir de la interrupción sedimentaria marcada por el nivel oolítico fosfatado (series condensadas).

No se han encontrado fósiles, sin embargo las Pizarras de Cantera de la Hoja de Ciudad Real (18-31) (corte del río Guadiana) contienen fauna del Caradoc inferior y medio: Costoniense a Marshbrookiense.

1.2.10. Pizarras, areniscas y cuarcitas. Bancos mixtos (12). Caradociense superior

Esta unidad recibe regionalmente el nombre de Bancos mixtos (TAMAIN 1972) o Alternancias de *Orthis*.

Aparecen exclusivamente en el núcleo del Sinclinal de Porzuna, en donde afloran más de 100 metros de la unidad sin que llegue al techo de la misma que falta por erosión. En la Hoja de Ciudad Real tiene una potencia total del orden de 300 metros.

Se trata de una alternancia irregular de capas decimétricas de pizarras limolíticas grises, areniscas cuarcíticas lajeadas, micáceas y cuarcitas. Al microscopio son cuarcitas limolíticas formadas por granos subangulosos de cuarzo, abundantes micas (biotita parcialmente alterada y moscovita), plagioclasas (10%) y feldespato potásico (desde trazas a 5%) que a veces se presenta muy alterado y ferruginizado. La epimatriz es clorítica y puede llegar a constituir el 20% de la roca. La textura es frecuentemente, de granos con contactos de presión solución y movilización de cuarzo en crecimientos secundarios con orientación paralela de granos. Como accesorios destacan: circón, rutilo y opacos.

En las facies arenosas domina la estratificación *hummocky* o la laminación paralela con *ripples* de oscilación a techo. En las lutitas puede aparecer estratificación lenticular en arena fina.

Se interpreta como depósitos de plataforma abierta en la vecindad del nivel de base del oleaje de tormentas que introducen material arenoso procedente de acumulaciones sublitorales.

Los bancos mixtos se datan como Caradoc superior lo que se ha visto confirmado por el hallazgo de diversos Braquiópodos de dicha edad dentro de la hoja: *Svobodaina havliceti* VILLAS, *Aegiromena* cf. *descendens* (HAVLICEK) y *Dalmanella* ? sp.

1.2.11. La sucesión ordovícica

Al considerar la sucesión completa del Ordovícico se pone de manifiesto la movilidad de los ambientes sedimentarios en el tiempo y se definen 5 megasecuencias caracterizadas por sus polaridades sedimentarias, lo que permite proponerlas de forma preliminar como UNIDADES TECTOSEDIMENTARIAS (UTS).

En la figura 3 se han representado gráficamente los cambios relativos mayores de nivel del mar, aunque la curva refiere más bien la idea de somerizaciones y profundizaciones a partir del análisis de la evolución de los ambientes sedimentarios (relacionadas en parte con las «transgresiones y regresiones»). También se recogen los rasgos sedimentarios, tectónicos y magmáticos más representativos.

En la figura 4 se presenta un esquema muy simple de la evolución vertical de la plataforma y las polaridades sedimentarias, como si fuese un perfil sísmico ideal. No pretende ser definitiva ni cierta, sino ilustrar algo más y proponer las ideas de forma nueva para iniciar discusiones futuras.

En definitiva se observan repetidas acreciones verticales de los sedimentos de plataforma, asociadas a progradaciones de los ambientes arenosos sublitorales sobre los de plataforma lutítica. Es posible que lo que JULIVERT y TRUYOLS (1983) llaman «Surco Cambro-Ordovícico» corresponda a ambientes de borde de plataforma y talud en aquellos tiempos.

1.2.12. Rocas filonianas. Filones de cuarzo (1)

Se han diferenciado en la cartografía los filones de cuarzo que cortan las series del Ordovícico inferior. Tienen un espesor comprendido entre 5 y 10 metros. Se asocian a fracturas de dirección NNE-SSO. Se trata de un relleno hidrotermal presentándose el cuarzo con ciertos contenidos en hierro y manganeso.

1.3. Terciario

Los materiales terciarios existentes en la Hoja de Piedrabuena están constituidos por sedimentos terrígenos y carbonatados, conglomerados ferruginosos y materiales volcánicos. Los sedimentos rellenan las Cuenclas de Porzuna, Malagón y Alcolea de Calatrava, abiertas a la Cuencla Manchega occidental y la Cuencla de Piedrabuena.

Los trabajos de ALVARADO y H. PACHECO, F. (1931 y 1932), para la realización de las Hojas geológicas de la Primera Serie de Piedrabuena

Fig. 3. Secuencias sedimentarias mayores del Ordovícico (sin escala).

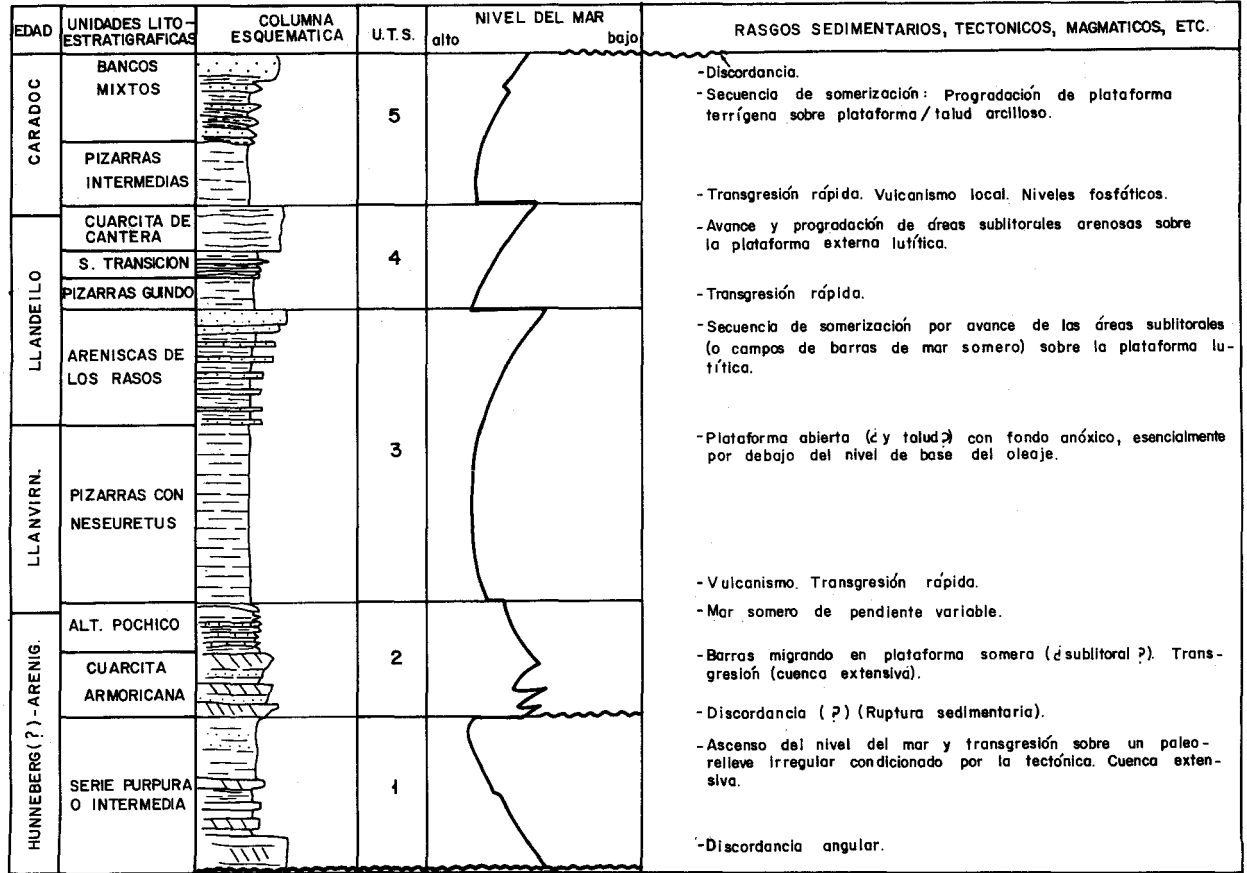
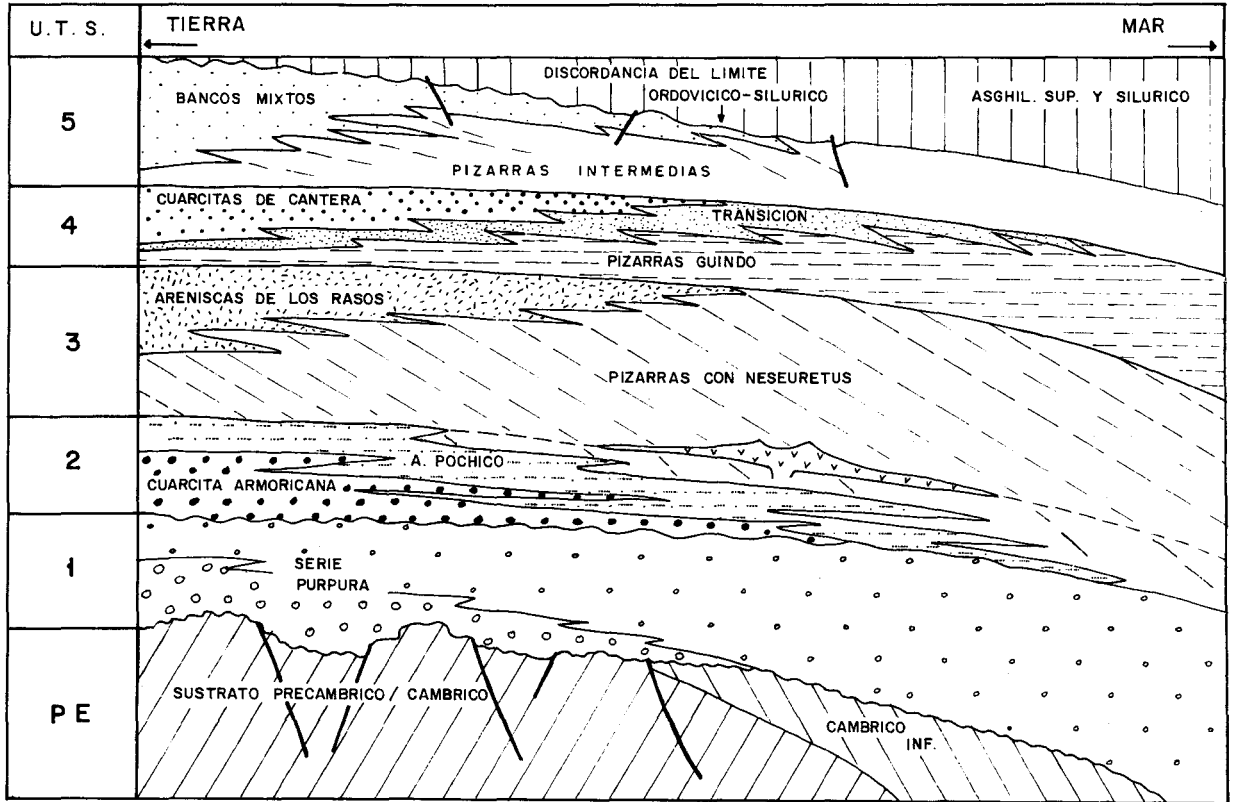


Fig. 4. Esquema simplificado de la evolución de la plataforma durante el Ordovícico.



y Ciudad Real y los estudios de H. PACHECO, F. (1932) sobre la región volcánica española señalan la existencia de arcillas más o menos margosas y arenas sobre las que yacen de seis a siete metros de calizas de edad «Pontiense», siendo el espesor total de la serie del orden de 60-70 metros. MOLINA *et al* (1972) y MOLINA (1974 y 1975), centran sus estudios en las subcuencas de Alcolea de Calatrava y Corral de Calatrava (Hojas de Piedrabuena y C. Real). Citan la existencia de brechas de cuarzitas con cemento ferruginoso, que reposan sobre el Paleozoico en discordancia angular y erosiva. Estas brechas son de edad incierta, probablemente pre-Mioceno medio. Según estos autores los materiales que las fosilizan pertenecen al Mioceno superior y Plioceno inferior, distinguiéndose dos unidades separadas por discordancia angular. PEREZ GONZALEZ (1981) sintetiza los datos existentes sobre los Campos de Calatrava, desde el punto de vista estratigráfico y paleontológico. HOYOS *et al* (1984) estudian las características geológicas de los materiales que incluyen el yacimiento de vertebrados pliocenos de las Higuieruelas, así como la evolución del entorno de sedimentación palustre-lacustre del mismo. ALBERDI *et al* (1984) actualizan la paleontología y biostratigrafía de los yacimientos pliocenos de las Higuieruelas y Valverde de Calatrava (Hoja 18-31: Ciudad Real). PORTERO *et al* (1985) realizan la cartografía MAGNA de las Hojas de Ciudad Real y Daimiel precisando la estratigrafía y estructura de los sedimentos neógenos de la región.

En este capítulo se describen las características de las unidades sedimentarias neógenas aflorantes en la Hoja. El análisis y estudio de los materiales volcánicos se realiza en el apartado 1.4: ROCAS VOLCÁNICAS y 4: PETROGRAFÍA.

Desde el punto de vista litológico y cronoestratigráfico se distinguen brechas de cemento ferruginoso, previas a la actividad volcánica de los Campos de Calatrava y otros sedimentos detrítico-carbonatados sincrónicos con los fenómenos volcánicos. La relación entre los depósitos neógenos y el vulcanismo será discutida en apartados posteriores.

1.3.1. Conglomerados con cemento ferruginoso. Coraza ferralítica (13). Terciario

En los Campos de Calatrava y Montes de Toledo meridionales aparecen corazas ferruginosas que se sitúan discordantes sobre el sustrato paleozoico y bajo los sedimentos neógenos y cuaternarios.

En el paraje de Los Altos, situado en el este de la Hoja, entre los ríos Bañuelos y Guadiana, se ha localizado un pequeño asomo de este tipo de material que ha sido objeto de explotación en tiempo pasado, para obtener los óxidos de hierro y manganeso que contienen.

En el afloramiento citado sólo pueden realizarse observaciones parciales de la coraza en pequeñas «sacas» de material, que se sitúan bajo las costras calcáreas de la superficie inferior de la Llanura Manchega (ver 1.5.1.).

En la Hoja de Ciudad Real (18-31) pueden distinguirse los siguientes niveles en las corazas (E. MOLINA com. pers.):

- Nivel inferior con abundantes clastos, abundante cuarzo y matriz arcillosa de illita y caolinita. La proporción de caolinita aumenta hacia techo (0, 5-1 m).
- Horizonte de moteado ferruginoso que constituye la base de la coraza. Abundantes nódulos ferruginosos, algún clasto, granos de cuarzo y caolinita (1 m).
- Caparazón de hierro. Los nódulos y el hierro masivo se unen para formar una masa general de hierro. Sólo quedan minerales resistentes (cuarzos) y la poca arcilla que hay es caolinita (1-1,5 m).
- Coraza en sentido estricto. Solamente hay óxidos de hierro. masa de hierro de estructura ruiniforme o laminar a veces concrecional, nodular y pisolítica. Abundantes huecos.

Regionalmente fosilizan una superficie de erosión que bisela el Paleozoico. Su comparación con las corazas finicretácico-paleocenas de la zona de Salamanca resulta sugestiva, sin embargo en los Campos de la Calatrava su grado de conservación es más elevado y la morfología superficial de la coraza es continuación de la que presentan los materiales paleozoicos en que se apoya (MOLINA 1975). Su distribución indica que ya existía una topografía muy parecida a la actual antes de la formación de esta unidad. Recientemente MOLINA *et al* (1985) señalan que durante el Paleógeno y comienzos del Neógeno (sobre todo Oligoceno superior-Mioceno inferior) se desarrollaron una serie de procesos morfogenéticos sobre el zócalo en condiciones de clima tropical estacional, que van asociados al desarrollo de un relieve de *inselbergs* o montes-islas, pedimentos y glacis de grandes dimensiones. En estas condiciones existe una zona de alteración y lavado al pie de los montes-islas con génesis de corazas ferruginosas y una zona de acumulación de iones y sílice al pie de los glacis con epigénesis montmorillonítica. En nuestra opinión la edad de la coraza de los Montes de Toledo y Campos de Calatrava coincide con esta etapa es decir, sería Oligoceno superior-Mioceno inferior.

1.3.2. Distribución y cronostratigrafía de los materiales de las Cuencas pliocenas

En el sector que nos ocupa de los Montes de Toledo surorientales Campos de Calatrava y Llanura Manchega occidental pueden distinguir-

se las siguientes cuencas y subcuencas neógenas separadas por relieves residuales paleozoicos.

- Subcuenca de Malagón, Porzuna, abierta a la Cuenca Manchega y limitada al sur por las sierras de Pedrizonda, El Sotillo, Tamaral y el Perro.
- Cuenca Manchega que se extiende desde el extremo nororiental de la Hoja de Piedrabuena hacia el este. Está limitada, al oeste por la Sierra del Gigante y relieves de los vértices de Malinfierno, Peralvillo, Valcansado y Atalaya.
- Subcuenca de Piedrabuena, situada en el extremo suroccidental de la Hoja. Constituye una depresión cerrada, cuyos límites en la Hoja de Piedrabuena son las Sierras de la Cruz y del Grajo.
- Subcuenca de Alcolea de Calatrava, abierta a la Cuenca Manchega. Situada en la parte meridional de la Hoja de Piedrabuena y norte de la de Ciudad Real. Su límite septentrional viene dado por las elevaciones de las sierras de los vértices de Zarzuela, Puerto Vicario y Atalaya.
- Subcuenca de Corral de Calatrava, situada en la Hoja de Ciudad Real y también abierta a la Cuenca Manchega.

En la subcuenca de Corral y parte meridional de la de Alcolea (Hoja 18-31: Ciudad Real) se distinguen dos series sedimentarias. Ambas están constituidas por materiales terrígenos de génesis aluvial que pasan lateralmente y hacia el techo a calizas lacustres, y presentan frecuentes intercalaciones de materiales vulcano-clásticos de origen hidromagmático.

Sobre las calizas que coronan la unidad inferior se dan, localmente, procesos sedimentarios, diagenéticos y edáficos relacionables con las «costras bréichicas» descritas por PEREZ GONZALEZ (1979, 1981) en numerosos puntos de la Submeseta Meridional y que se sitúan siempre al final del ciclo sedimentario en el Rusciniense (Plioceno inferior).

La unidad superior contiene en sus partes baja y media los yacimientos Villafranquieses de las Higuieruelas y Valverde de Calatrava II, situados en al Hoja 18-31: Ciudad Real, muy próximos a su límite con la de Piedrabuena.

El yacimiento de las Higuieruelas (ALBERDI *et al* 1984) ha proporcionado *Anancus asvernensis* (CROEZET y JOBERT), *Hipparion rocinantis* (H. PACHECO), *Cervus cf. cusanus* (CROIZET y JOBERT), *Cervus cf. perrieri* CROIZET y JOBERT, *Gazella borbonica* DEPERET, *Hystrix sp.*, *Felidae* indet., *Rhinocerotidae* indet. junto con tortugas del género *Geochelone* de extraordinaria talla. La edad de este yacimiento es Villafranquense inferior (Zona 16 a) según ALBERDI *et al op. cit.* Por otra parte las dataciones radiométricas de BONADONNA y VILA (1984) dan una edad de $-3,5 \pm 0,45$ millones de años para las bombas volcánicas en-

contradas entre el sedimento calcomargoso en que se sitúa el yacimiento. Esta edad es conforme con un Plioceno inferior basal o Villafranquiense inferior (s.l.).

El yacimiento de Valverde de Calatrava II ha proporcionado fauna escasa pero representativa. *Equus cf. stenonis* COCCHI, *Cervidae* indet., *Bovidae* indet. y *Elephantidae* indet., que sitúan este yacimiento en el Villafranquiense medio (base de la zona 16b), por encima de las Higueuelas.

La unidad inferior está pues supradatada por yacimientos de edad Villafranquiense. Evidentemente pertenece al ciclo sedimentario Mioceno superior-Plioceno inferior, con el que se inicia la sedimentación principal en las Cuencas de la Mancha. Dado el pequeño espesor de la unidad y el carácter expansivo del depósito de este ciclo, con *onlapping* progresivo sobre las depresiones del zócalo paleozoico, se opta por atribuir estos materiales en su totalidad al Plioceno inferior, aunque no puede descartarse totalmente la posibilidad de que esté también representado el Mioceno superior.

La unidad superior pertenece al Villafranquiense inferior y parte del medio.

En la Hoja de Piedrabuena no nos ha sido posible diferenciar estas dos series debido a la convergencia de facies, unido a mala calidad de los afloramientos y la importancia de los recubrimientos. De manera tentativa podemos indicar que los sedimentos incluidos en las subcuencas de Piedrabuena y Alcolea pertenecen a la unidad inferior y los de las Subcuenca de Porzuna-Malagór; y Cuenca Manchega a la superior en su mayor parte.

1.3.3. Conglomerados, areniscas, arenas y cantos variolados (20). Plioceno

Los afloramientos de esta unidad dan lugar a zonas deprimidas suavemente alomadas. Los cortes que permiten su estudio son muy escasos y parciales.

En el sector de las subcuencas de Alcolea y Piedrabuena comprendido en la Hoja, estos materiales están escasamente representados. La serie está constituida por niveles decimétricos a métricos de areniscas y conglomerados de cuarcita, cuarzo y pizarra, que ocasionalmente presentan cemento ferruginoso y geometría canalizada con alta relación anchura-profundidad. Se intercalan entre fangos de tonos blanquecinos, rojizos y pardos que contienen arena e incluso grava dispersa. Están frecuentemente edafizados (*pseudogley*) y contienen proporciones variables de esmectitas, illita y caolinita. Hacia el techo abundan los niveles edafi-

zados y las intercalaciones de fangos carbonatados que inician el paso a la unidad margocalcárea suprayacente. El espesor deducible no excede de 20 metros. Se interpretan como depósitos de abanicos aluviales que evolucionan en la vertical a facies lacustres.

En la Subcuenca de Porzuna-Malagón y en la cuenca manchega occidental, algunas canteras de los alrededores de Malagón y Fernán Caballero permiten indicar que la unidad cartográfica está constituida por fangos areno-limosos pardo-rojizos y arenas normalmente finas a medias, estratificadas en capas decimétricas, sobre los que se desarrollan importantes procesos edáficos. En su parte inferior hay niveles de conglomerados de cuarcita. Cambian lateralmente a calizas y margas de la unidad 21. Tienen una potencia máxima aflorante de 20 metros. Las arenas están formadas por granos subangulosos de cuarzo y matriz clorítica. Existen trazas de óxidos de hierro, feldespatos y fragmentos de cuarcitas y pizarras. Los fangos contienen proporciones variables de illita (dominante), caolinita y esmectitas. La intensa edafización ha borrado las estructuras sedimentarias, pero por la geometría de las capas puede deducirse que el mayor volumen de sedimentos tiene geometría de *sheets*, típica de abanicos aluviales, observándose, localmente incisión de canales. El paso a facies lacustres se realiza rápidamente en la vertical y horizontal. Sobre cada secuencia sedimentaria arena/fango se originan suelos rojos formados en un clima bastante semejante al actual.

La edad de estos materiales es pliocena: Ruciniense y Villafranquiense inferior y medio basal (Ver 1.3.1.).

1.3.4. Calizas, margas y calizas arenosas (21). Plioceno

Están presentes en todas las cuencas y subcuencas existentes en la Hoja. Dan lugar a relieves tabulares o planicies en capas horizontales o a barras rocosas cuando se encuentran plegadas.

La unidad viene definida por calizas margosas y margas en la base y calizas con intercalaciones de margas y calizas arenosas en la parte superior. El conjunto se estratifica en capas de orden decimétrico y tiene un espesor máximo próximo a los 90 metros en la Subcuenca de Alcolea (deducido de las observaciones de superficie y de sondeos).

Son frecuentes las intercalaciones de depósitos hidromagmáticos (19), algunas de las cuales se han diferenciado en la cartografía. Serán descritas en el apartado 1.4. (Rocas volcánicas).

El paso a las arenas, fangos y conglomerados (20) es gradual en la vertical existiendo además cambio lateral de facies.

Presentan microfacies de dismicritas con Ostrácodos, Algas, gravel-dismicritas con abundantes gravels y pisolitos algáceos, calizas estroma-

tolíticas con o sin pequeños pisolitos, biomicritas, intrabiodolomicritas y dolomicritas. Es frecuente la presencia de granos de cuarzo, feldespato potásico y trazas de fragmentos de cuarcitas y pizarras.

El ambiente de sedimentación se interpreta como correspondiente a un medio palustre-lacustre con esporádicos aportes detríticos de áreas paleozoicas y volcánicas.

En la vecina Hoja de Ciudad Real (18-31) contienen los yacimientos de las Higuieruelas y Valverde de Calatrava II en su parte superior, datándose como Rusciniense - Villafranquiense inferior y medio (ver 1.3.1.).

1.4. 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 éstas 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. HERNANDEZ PACHECO en las Hojas Geológicas 1:50.000 de IGME (1928 a 1935) en colaboración con ALVARADO, FERNANDEZ VALDES MESEGUER, 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 de PARGA PONDAL (1935) se efectúa la primera caracterización geoquímica de estas rocas.

No existen trabajos posteriores sobre el vulcanismo de 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 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.

La Hoja de Piedrabuena se encuentra situada en el sector noroccidental de la Región Volcánica Central Española o de Campos de Cala-

trava. En ella aparecen unos 35 centros volcánicos que se distribuyen esencialmente por las partes meridional y occidental de la Hoja.

Los mecanismos eruptivos en este área han sido esencialmente estrombolianos, hidromagmáticos o una mezcla de ambos. En el primer caso se han formado conos de piroclastos, a veces sin que se observen coladas asociadas (p. ej. volcán de Cabezamesada), pero normalmente con una o más coladas, por ejemplo: el volcán de Cerro Santo en Porzuna, o el de Piedrabuena, o el de Las Porras de Picón, o el de la Arzollosa, etc. Las erupciones hidromagmáticas han tenido una gran importancia constituyendo, como en la vecina Hoja de Ciudad Real un 40% del total de edificios reconocidos, y concentrándose esencialmente en la zona sur, siendo en parte continuación de los que aparecen en las proximidades de Ciudad Real. Como consecuencia de este tipo de erupciones se han originado edificios de tipo maar con anillos de tobas en general bien desarrollados con distintos grados de conservación.

Dentro de los productos volcánicos existentes en este sector, se han distinguido, atendiendo a criterios vulcanológicos: lavas, piroclastos de caída y piroclastos hidromagmáticos. Además composicionalmente pueden diferenciarse melilititas olivínicas, nefelinitas olivínicas y basaltos y basanitas. Siguiendo ambos criterios se han diferenciado cartográficamente seis unidades (de la 14 a la 19).

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 petrológicamente. 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.

Existen unos 20 centros volcánicos no hidromagmáticos, de ellos la mayoría (un 57%) son composicionalmente nefelinitas olivínicas, un 33% corresponden a basaltos o basanitas y sólo dos centros (un 10%) son melilititas olivínicas. Los basaltos se concentran en la parte más meridional.

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 a su origen juvenil (del mismo magma) o accidental (sin relación con él), no permite hacer diferencias en cuanto a la composición.

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 solo

importantes microscópicamente por lo que la descripción por tipos litológicos se hace en detalle en el apartado de petrografía efectuándola a continuación en base esencialmente a su tipología vulcanológica.

1.4.1. Melilititas olivínicas, nefelinitas olivínicas, basaltos y basanitas (14, 16 y 18). Lavas

Se trata en la mayor parte de los casos de coladas y sólo ocasionalmente de restos de chimeneas de edificios muy erosionados o de diques.

El afloramiento de Peñas Negras, corresponde, por ejemplo, a los restos de un conducto de emisión, formado hoy día por una acumulación de bloques de roca masiva; son los que con frecuencia en la zona se denominan «castillejos». En este mismo afloramiento la aparición de rocas volcánicas masivas, en pozos próximos cubiertos por materiales más recientes, indican que de él debió surgir en su momento alguna colada.

Los diques son escasos y de insuficiente entidad para ser distinguidos cartográficamente, tal vez los más característicos sean los que con dirección N-S atraviesan los piroclastos del edificio más septentrional de los situados en la zona de Piedrabuena.

Los diques son escasos y de insuficiente entidad para ser distinguidos cartográficamente, tal vez los más característicos sean los que con dirección N-S atraviesan los piroclastos del edificio más septentrional de los situados en la zona de Piedrabuena.

Las coladas tienen mucha mayor importancia. Corresponden en cuanto a composición esencialmente a nefelinitas olivínicas, basaltos y basanitas.

De composición basáltico-basanítica las más importantes corresponden al volcán de las Animas, al SO de la Hoja. De él salieron dos coladas hacia esta Hoja una hacia el NO, hacia el arroyo de Bullaque y otra, la más larga (unos 3 km) hacia el arroyo de la Fuente del Pez (al NE) donde se junta con las que proceden del Volcán de la Arzollosa. De menor entidad son las del Volcán del Este de Piedrabuena, las del Volcán de las Porras en Picón y la del Volcán del Cabezó de la Plata.

Las de nefelinitas olivínicas son a veces pequeñas (700-1500 m), pero otras veces como en el Volcán principal de Piedrabuena o en la zona de la Arzollosa cubren extensas áreas y superan los 3 km de longitud. En estas zonas se puede apreciar la existencia de coladas sucesivas que se han ido superponiendo Sondeos realizados en la zona han dado espesores de 17 m en las coladas al norte de Piedrabuena y de 25 m en el Volcán de Cerro Santo de la Porzuna.

Normalmente las coladas aparecen asociadas a conos piroclásticos,

si bien en algunos casos como en el Volcán de Media legua al sur de Porzuna no se conservan productos piroclásticos.

1.4.2. Nefelinitas olivínicas, basaltos y basanitas (15 y 17). Piroclastos de caída

Forman acumulaciones de forma más o menos circular que corresponden normalmente a antiguos edificios estrombolianos bastante erosionados. En general se trata de facies proximales constituidas por bombas y escorias soldadas. Los afloramientos de lapilli y ceniza son escasos; al acumularse en zonas más distales y planas pueden hallarse cubiertos por depósitos posteriores, como sucede, por ejemplo, bajo algunas coladas del volcán de Piedrabuena.

Composicionalmente los conos son de basaltos (y basanitas) o de nefelinitas olivínicas, no existiendo en esta Hoja los de melilititas olivínicas. Varían desde los de diámetros medios próximos a 800 m a 1.400 m, siendo lo más frecuentes los de aproximadamente 1.200 m. En general, en ninguno de ellos se conservan restos, de lo que pudo ser un cráter.

Estos edificios estrombolianos se asocian con frecuencia a otros hidromagmáticos, superponiéndose sus depósitos y denotando la existencia de historias eruptivas complejas.

1.4.3. Depósitos hidromagmáticos (19)

El desarrollo de los fenómenos hidrovulcánicos en las erupciones de esta región ha sido enorme, y más del 40% de los edificios volcánicos de esta Hoja tienen esta naturaleza. Los fenómenos hidrovulcánicos tienen lugar cuando el magma interacciona con agua de cualquier origen: marina, glacial, 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 una 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*. (FISHER, 1977, MOORE, 1967, WATERS y FISHER, 1971, CROWE y FISHER, 1973, etc.).

En la mayor parte de los depósitos hidromagmáticos en esta zona pueden aún observarse las morfologías del edificio volcánico al que pertenecen y sólo en algunos casos como al sur de Picón ésta no puede identificarse en absoluto.

Normalmente aparecen formando edificios de tipo *maar*, ligeramente diferentes si se han formado en las zonas llanas o en las sierras paleozoicas. En el primer caso se trata de depresiones circulares o elípticas con una zona central plana, rodeada por un anillo de tobas, con pendiente suave hacia el exterior y algo más marcada hacia el interior. El diámetro de la zona plana interna varía entre 300 y 1.000 metros, mientras que el de la zona superior del anillo de tobas varía entre 450 y 1.400 metros, con unas dimensiones medias de 700 m para zona interna y 1.100 m para el anillo.

La forma de los edificios en las sierras de cuarcitas es ligeramente diferente, pues es el resultado de la interferencia entre una estructura volcánica y un relieve a veces muy acusado. Las dimensiones medias de las depresiones internas son muy similares aunque no se alcanzan nunca valores tan grandes como en el caso anterior. Por otra parte el anillo de tobas no suele ser completo, sino que en buena parte las paredes de la caldera de explosión la constituyen taludes escarpados de materiales paleozoicos cortados por la explosión hidrovulcánica. Un ejemplo representativo de este tipo de edificios puede ser el del *maar* de la laguna de la Camacha entre Piedrabuena y Picón.

Los materiales hidrovulcánicos más frecuentes son tobas líticas de tamaño lapilli o cinerítico, en general poco consolidados, heterométricas. Entre sus componentes destacan los accidentales (sin relación con el magma) constituidos por fragmentos angulosos de todos los tamaños de materiales paleozoicos y terciarios, los volcánicos vítreos o hipocristalinos, los cristales «congénitos» en especial anfíbol y en menor proporción biotita y augita, y los enclaves ultramáficos mantélicos (ver Petrografía). Si bien estos últimos (cristales «cogénitos» y enclaves ultramáficos) son en esta Hoja mucho menos abundantes que en otras (por ejemplo Ciudad Real o Almagro).

La falta de afloramientos impide ver, en la mayor parte de los casos la estructuración de estos materiales. Cuando esto es posible puede observarse que se trata normalmente de depósitos bien estratificados con estratificación planar o cruzada. Sin embargo, dada la notable escasez de dichos afloramientos, se recomienda, para una descripción más detallada de este tipo de materiales, ver otras Hojas geológicas de esta Región Volcánica (por ejemplo la Hoja n.º 18-31: Ciudad Real).

1.4.4. Edad del Vulcanismo

De acuerdo con las dataciones radiométricas efectuadas en centros volcánicos situados fuera de la Hoja, ANCOCHEA (1983) BONADONNA y VILA (1984), el vulcanismo de los Campos de Calatrava se desarrolla

al menos en dos fases. La primera y menos importante tienen carácter ultrapotásico, ocupa el centro de la región volcánica y se data entre $-8,7 \pm 0,9$ y $-6,4 \pm 0,2$ millones de años. La segunda fase desarrolla un vulcanismo alcalino y ultraalcalino con emisión de basaltos olivínicos y basanitas en las zonas centrales y melilitas olivínicas y nefelinitas 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 con el depósito de las unidades detrítico—carbonatadas al Plioceno superior (Villafranquiense inferior y medio basal), tal y como se deduce de las relaciones espaciales temporales entre ambos, en las Hojas de Ciudad Real y Almagro (18-31 y 19-31). Cierta actividad volcánica más moderada se da en el Pleistoceno inferior.

Ninguna de las dataciones radiométricas corresponden a volcanes de esta Hoja, si bien las hay de edificios muy próximos como la del volcán de El Junquillo (Hoja 17-30) de edad $1,78 \pm 0,4$ millones de años y las existentes en la de Ciudad Real (18-31) en la zona norte limítrofe con esta Hoja.

Por lo que respecta a la Hoja de Ciudad Real (18-31) y Piedrabuena podemos indicar los siguientes hechos basados en los datos de ANCO-CHEA (1983), BONADONNA y VILLA (1984) y en nuestras observaciones de Campo.

- Existe una actividad volcánica explosiva sincrónica con la sedimentación detrítico-carbonatada del Plioceno inferior, intercalándose depósitos hidromagmáticos, que llegan a sustituir totalmente a las formaciones detríticas o forman niveles lenticulares entre las calizas del Plioceno. Se han datado al pie de las Higuieruelas en $-4,48 \pm 0,45$ millones de años (Plioceno inferior Rusciniense).
- Los materiales volcánicos que yacen sobre las calizas del Plioceno inferior se han datado en $-3,7 \pm 0,7$ m a (Cabezo Segura) y $-3,2 \pm 0,4$ m a (Los Corrales). Es decir pertenecen al límite Plioceno inferior superior y al Plioceno superior basal.
- Las bombas volcánicas interestratificadas en las margas y calizas del Plioceno superior, que contienen el yacimiento de las Higuieruelas tienen una edad de $-3,82 \pm 0,34$ y $-3,52 \pm 0,45$ millones de años. Pertenecen pues al límite Plioceno inf-sup. y al Plioceno sup-basal.
- Las coladas de los Volcanes del Cerro de S. Juan de la Puerta y Cabezo del Moro que fosilizan las calizas y margas de las Higuieruelas han proporcionado edades de $-3,46 \pm 0,11$ y $3,18 \pm 0,23$ millones de años (Plioceno superior basal o Villafranquiense inferior).
- Hay actividad explosiva con formación de depósitos hidromagmá-

ticos situada sobre las calizas del Plioceno inferior e interestratificada en el Plioceno superior.

- Las costras que fosilizan la superficie de erosión plio-pleistocena están en ocasiones localmente deformadas y otras veces cubiertas por materiales de origen hidromagmático.
- Depósitos aluvionares correspondientes a terrazas del Pleistoceno inferior están fosilizadas por materiales volcánicos diversos (depósitos hidromagmáticos, cineritas, lapillis, etc.).

1.5. PLIOCUATERNARIO Y CUATERNARIO

Sobre el Plio-pleistoceno y Cuaternario del área en que se sitúa la Hoja de Piedrabuena destacan los trabajos de MOLINA (1974), PEREZ GONZALEZ (1981) y PORTERO *et al* (1985).

MOLINA (*op. cit.*) centra su atención sobre las superficies de erosión encostradas que conforman la morfología de gran parte de los Campos de Calatrava y Llanura Manchega. Distingue dos niveles S1 y S2 entre los que sitúa los depósitos de la «Raña». Establece la secuencia de terrazas fluviales del Jabalón y Guadiana, la naturaleza y evolución de abanicos, glaciares y coluviones así como las características de los suelos rojos mediterráneos presentes en la zona.

PEREZ GONZALEZ (*op. cit.*) estudia y correlaciona las diversas superficies, glaciares, terrazas, sistemas de abanicos y manto eólico en gran parte de la submeseta meridional, llegando a una precisa clasificación morfogenética del relieve cuaternario.

PORTERO *et al* (*op. cit.*) realizan las Hojas MAGNA de Ciudad Real (18-31) y Daimiel (19-30), en las que se incluye un detallado estudio de las formas y depósitos plio-pleistocenos y cuaternarios y de la evolución del relieve de un amplio sector de los Campos de Calatrava y Llanura Manchega.

1.5.1. Costras calcáreas (22 y 23). Plioceno superior Pleistoceno inferior

MOLINA (1974, 1975) cita la existencia de dos superficies de erosión (S1 y S2) asociadas en encostramientos y costras calcáreas. Según este autor la primera de ellas, S1 o superficie superior de la Llanura Manchega, precede a la instalación de la Raña.

Esta unidad la hemos diferenciado en la cartografía con el número 22. Aflora exclusivamente en el cuadrante nor-oriental en donde se observan encostramientos calizos pulverulentos, nodulares y columnares

y costras laminares y multiacintadas. Los datos obtenidos en la Hoja colindante de Daimiel (19-30) indican que biselan las suaves deformaciones de los materiales pliocenos detríticos (unidad 20), lo cual confirma el carácter de superficie de erosión. Las costras laminares son gruesas, espesas y están muy bien desarrolladas. Se sitúa sobre las cotas de 630-640 m, a unos 30 m sobre el nivel del Guadiana, y a 15-20 m sobre el del Bañuelo.

En la Hoja de Piedrabuena no existen buenos cortes naturales que permitan un estudio detallado de los depósitos asociados a estas superficies. Para su descripción nos basaremos en los datos obtenidos en la realización de las Hojas de Daimiel (19-30) y Ciudad Real (18-31).

El material de las costras laminares está formado por una repetición en la vertical de los siguientes niveles tal y como puede observarse en el corte del km 19,5 de la Carretera de Malagón a Daimiel (Hoja de Daimiel).

- Nivel inferior con clastos de cuarzo y alguna cuarcita, pápula, plasma rojo, de tamaño menor de 0,5 mm, empastadas en matriz micrítica con arcilla y materia orgánica; fundamentalmente filamentos de algas y hongos y masa indiferenciada.
- Nivel medio con mucha menor proporción de detríticos de tamaños menores o iguales a 0,2 mm, fuertes procesos de nodulización y formación de ooides (protoooides), pedotúbulos y filamentos micritizados en su totalidad. Los ooides son ricos en arcilla parda. Puede haber, o no, una recristalización entre los nódulos y ooides, lo que lleva consigo una eliminación previa de la arcilla.
- Nivel superior: Formado de micrita y arcilla. La materia orgánica aparece en filamentos de tendencia horizontal formando «almohadillas» que se atribuyen a origen algal. A veces estos filamentos se adaptan a las ooides a los que rodean.

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

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

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

Se trata pues de una costra zonal, formada por repetición múltiple de ciclotemas sedimentario-edáficos de escala centimétrica. Las algas y los hongos han intervenido en la fijación y redistribución del material

fino al final de cada ciclo de deposición. Hay litificación posterior y epigénesis de los clastos cuarcíticos por carbonato.

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

La superficie fundamental de la Llanura Manchega o S2 de MOLINA, se extiende desde el tercio oriental de la Hoja de Piedrabuena mitad meridional y cuadrante de la Hoja de Ciudad Real, hacia las llanuras de Daimiel, Manzanares, Llanos del Caudillo y Villarta de San Juan. Se trata de una superficie de erosión tapizada por costras laminares de diferente espesor y desarrollo, que hemos diferenciado en la cartografía con el número 23.

Enlaza con la superficie S1 y con los pies de las vertientes de los relieves residuales paleozoicos en cotas de 630 metros, descendiendo hasta 610 m en las proximidades del cauce del Guadiana, sobre el que se sitúa a 10-15 metros de altura.

El carácter de superficie de erosión se hace patente en el extremo sur-oriental de la Hoja de Ciudad Real en donde, pese a encontrarse ligeramente deformada, bisela diferentes términos del Plioceno superior (Villafranquiense inferior-medio).

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

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

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

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

La posible evolución edáfica de esta superficie puede ser como sigue: lavado de carbonatos y rubefacción de arcillas, en la superficie de

erosión o aplanamiento, con la consiguiente formación de un Bt rojo en superficie y un horizonte cálcico en profundidad por debajo del cual hay cierta reorganización formándose nódulos calizos columnares. El perfil idealizado podría ser A, Bt, Ca y Cca. Es preciso suponer la existencia de una cobertura vegetal densa de manera que el horizonte Ca no llegaba a secarse en la estación seca o lo hacia de forma lenta y progresiva. Una deforestación y erosión del Bt determinaría que los horizontes Ca se sitúen próximos a la superficie del terreno, quedando sometidos a intensas y rápidas situaciones de humedecimiento y sequía que favorecerían el desarrollo de encostramiento y costras laminares, por lo que las costras continúan formándose actualmente.

La posición geomorfológica de la superficie S2 entre la Raña y el encajamiento fluvial nos lleva a considerarla como de edad Plioceno superior-Pleistoceno inferior.

1.5.2. Gravas y cantos poligénicos, arenas y limos. Abanicos aluviales (24). Plioceno superior - Pleistoceno. Conos de deyección (29). Pleistoceno - Holoceno

Se han diferenciado en la cartografía los depósitos correspondientes a grandes conos o abanicos aluviales que se sitúan en las salidas de los barrancos mayores de los relieves residuales paleozoicos, expandiéndose en las depresiones o cuencas rellenas por Plioceno y los conos de deyección más recientes.

Los abanicos más extensos, con dimensiones kilométricas, se sitúan al pie de las sierras de Pedrizonda, Sotillo, Tamaral y El Perro, derramándose en la depresión de Porzuna-Malagón. Están constituidos por gravas y cantos de cuarcita y cuarzo y areniscas cuarcíticas con matriz arenosa y areno-limosa rubefactada, pues sobre estos materiales se desarrollan potentes suelos rojos. Existen, al menos, tres etapas de formación de abanicos, la primera de las cuales, puede estar en relación con los depósitos de las Rañas del Plioceno superior de los Montes de Toledo, por el grado de evolución edáfica y su posición elevada sobre la superficie S2. Los más modernos se encajan en los materiales pliocenos y abanicos anteriores estando a su vez claramente disectados por la red actual por lo que su edad debe ser Pleistoceno inferior y probablemente medio. De esta edad serían también los situados al noroeste de Picón y alrededores de Piedrabuena.

Los conos de deyección presentan litologías semejantes y tienen dimensiones hectométricas. Están relacionados con pequeños barrancos o arroyos y constituyen, frecuentemente, las zonas de acumulación de los materiales evacuados de las pedreras o canchales (30).

CUADRO 1

EDAD	GUADIANA		JABALON		PROCESOS EDAFICOS
	Campo de Calatrava MOLINA (1975), PORTERO (1985)	Ll. manchega P. GONZALEZ (1981)	MOLINA (1975) PORTERO y RAMIREZ (1985)		
Pleist. superior	2-3	2-3	2-3	3-4	Lavado de carbonato suelo pardo a pardo roji- zo (7,5-5 y R).
	6-8	6-7	6-8	7	
Pleistoceno med.	8	8-9			Suelo rojo 2,5 YR Cutanes moderadamen- te espesos. Suelo rojo 10R Cutanes espesos
	11-13	10-12		11	
	16-18	13-16	15-16		
				14-16	
Pleistoceno inferior	22-28	18-20		19-21	20-22
		28-30		25-28	25-26
		35-37	35	31-33	30-38
		42-44			
		60-65			

1.5.3. **Gravas y cantos poligénicos, arenas y limo-arcillas. Terrazas (25, 26 y 27). Pleistoceno**

MOLINA, PEREZ GONZALEZ y AGUIRRE (1972) localizan dos niveles de terrazas para el río Guadiana. Posteriormente MOLINA (1974, 1975) afirma que el río Guadiana en su recorrido por la Llanura Manchega, antes de su unión con el río Bañuelo no presenta terrazas. Es a partir de lo que denomina zona de transición, constituida por los primeros afloramientos paleozoicos, cuando el Guadiana presenta un cauce definido y su valle es un valle de erosión normal con encajamiento a lo largo del Cuaternario y desarrollo de terrazas, cuyos materiales no pueden proceder de la zona manchega sino de sus afluentes (Bañuelos y Jabalón), que atraviesan zonas paleozoicas.

El perfil longitudinal del río Guadiana presenta numerosos cambios de pendiente en todo el recorrido por los Campos de Calatrava siendo un valle regulado por la tectónica.

PEREZ GONZALEZ (1981) realiza un cuadro en el que refleja las correlaciones y edad de los depósitos de terrazas de Llanura Manchega. El cuadro I complementa, con nuestros datos, la correlación efectuada por dicho autor. En la Hoja de Piedrabuena se han reconocido los niveles de 3 m, 6-7 m y 8-9 metros (Pleistoceno medio y superior).

Las terrazas del río Guadiana, están constituidas por clastos predominantemente cuarcíticos (95-99%) existiendo proporciones pequeñas de cuarzos, pizarras y calizas, que generalmente se concentran en los tamaños menores de la fracción canto, entre 2 y 6 centímetros. La matriz es de arena y limo, desarrollándose potentes suelos rojos con importante iluviación de arcilla.

El río Bañuelo ha dejado, entre Malagón y Fernán Caballero, una serie de terrazas mejor o peor conservadas. MOLINA (op. cit) indica que la llanura de inundación se sitúa a 1,5 m sobre el nivel actual del río apareciendo además terrazas a + 6 m y restos de otras más superior a + 8 m, correlacionables con los niveles de similar altura del río Guadiana.

1.5.4. **Gravas, cantos y bloques de cuarcita. Coluviones (28). Pleistoceno - Holoceno. Pedreras (30). Holoceno**

En toda la Hoja son frecuentes los depósitos de cantos, gravas y bloques angulosos de cuarcita y en menor proporción pizarras con matriz de arena y limo-arcilla que tapizan las vertientes de los relieves paleozoicos, constituyendo depósitos coluviales (28).

La fracción menor de 2 cm tiene elevados contenidos en limo-arcilla y arena. Según MOLINA (1975) la fracción arena oscila entre el 18 y el 42% y la limo-arcilla entre 35 y 60%.

Suelen presentar un horizonte superior de espesor decimétrico (excepcionalmente métrico), de clastos angulosos que yace sobre un horizonte textural rojo (Bt), sin apenas cantos, situados sobre un encostramiento o nivel columnar o nodular. Presentan perfiles edáficos de tipo AB, Bt, Bca o bien A, Bt, Cam. La existencia de dos etapas de formación de suelos rojos (MOLINA 1974, 1975) puede dar lugar a secuencias edáficas complejas en estos materiales.

Por el grado de rubefacción y características de los cutanes los suelos más antiguos deben pertenecer al Pleistoceno inferior, mientras que el horizonte de cantos es probablemente holoceno.

En la cartografía se han separado las acumulaciones de cantos, gravas y bloques angulosos de cuarcita, sin apenas matriz, que dan lugar a los canchales o pedreras (30). Se sitúan preferentemente en las cabeceras o cuencas de recepción de los barrancos. Están relacionados con fenómenos periglaciares, con disgregación mecánica por crioclastismo de las cuarcitas armóricas, intensamente diaclasadas. Su edad es holocena.

1.5.5. Limos y arcillas con cantos dispersos. Zonas endorreicas (31). Holoceno

Las cuencas endorreicas existentes en la Hoja está normalmente situadas en las depresiones originadas por los cráteres de explosión (*maares*). Su alimentación procede de las vertientes de los cráteres. Han estado sometidas a encharcamientos estacionales pero en la actualidad se encuentran desecadas, bien artificialmente o por descenso de los niveles freáticos, siendo aprovechadas para el cultivo.

Los depósitos son de escaso espesor y están formados por limos y arcillas grises y gris parduzcas con cantos dispersos de caliza, cuarcita y rocas volcánicas, procedentes de las zonas próximas. Los situados sobre materiales paleozoicos no contienen sales, mientras que los existentes en los cráteres explosivos implantados sobre materiales pliocenos presentan indicios de sulfatos, carbonatos, nitratos y otras sales.

1.5.6. Gravas y cantos poligénicos, arenas y limo-arcilla. Aluviones y fondos de valle (33). Limos y arcillas con materia orgánica, arenas y cantos poligénicos. Playas húmedas y turberas (32). Holoceno

La unidad cartográfica 33 constituye el fondo de los valles y vaguadas mayores así como la llanura aluvial de los ríos Guadiana y Bañuelo.

Tienen depósitos constituidos por gravas y cantos de cuarcita y en menor proporción cuarzo, pizarra, caliza y rocas volcánicas, con matriz de arenas y limo-arcilla englobando los clastos.

En la llanura de inundación del río Guadiana existen zonas pantanosas, con cauces poco definidos en las que se forman incipientes turberas.

Como consecuencia de la escasa pendiente y la poca profundidad de los cauces excavados por el Guadiana, se dieron en tiempos relativamente recientes frecuentes desbordamientos que inundaron amplias zonas con aguas cargadas en limo-arcilla y sales lo que unido a la proximidad de los niveles freáticos a los fondos aluviales, en dichas épocas, provocó la aparición de extensas zonas permanentemente inundadas o «playas húmedas» en las que se acumuló turba en cantidades importantes. Han sido diferenciadas en la cartografía como unidad 32. Su sustrato pueden ser los aluviones de gravas cuarcíticas o directamente las calizas pliocenas.

2. TECTONICA

2.1. TECTONICA REGIONAL

La Hoja de Piedrabuena está constituida por materiales paleozoicos y depósitos sedimentarios y volcánicos cenozoicos y cuaternarios. Los primeros pertenecen a la rama meridional de la Zona Centro-ibérica de JULIVERT *et al*, (1972). En la zonación clásica de LOTZE (1956) corresponden a la zona Luso-occidental-Alcudiense.

Los depósitos terciarios y cuaternarios y las rocas eruptivas asociadas constituyen la extremidad occidental de los Campos de Calatrava.

Los materiales más antiguos conocidos en la región son de edad Precámbrica y no afloran en esta Hoja. Sobre ellos se dispone discordantemente el Cámbrico inferior, y sobre él, o directamente sobre el Precámbrico, el Ordovícico. El resto de la sucesión paleozoica alcanza hasta el Devónico superior, que ha quedado conservado en algunas estructuras sinclinales (Sinclinales de Almadén y Herrera del Duque).

La estructura principal es de edad hercínica, aunque durante el Precámbrico superior y el Cámbrico tuvieron lugar etapas de diastrofismo que se manifiestan actualmente como discordancias en el registro estraigráfico.

La estructura regional consiste en pliegues de dirección NO-SE a E-O con recorridos kilométricos afectados en mayor o menor grado de deformaciones tardías. Hacia el sector oriental de la región donde se sitúa la Hoja de Piedrabuena, el cuadro estructural varía, dominando un dise-

ño de interferencia de domos y cubetas. Varios sistemas de fracturas completan el marco estructural.

Los materiales precámbricos y paleozoicos no han experimentado metamorfismo regional, manteniéndose en ambiente de anquizona.

Las intrusiones de granitoides tardihercínicos son prácticamente inexistentes, aunque en el Paleozoico inferior sí se conoce una actividad magmática de carácter efusivo.

Los materiales terciarios y cuaternarios se disponen discordantes sobre el zócalo paleozoico. Su depósito está en relación con las etapas de tectónica extensional y vulcanismo que tuvieron lugar con posterioridad a la tectogénesis alpina en las Cordilleras Béticas y Celtibéricas.

Los trabajos de índole estructural centrados específicamente en la Hoja de Piedrabuena son prácticamente inexistentes. Sin embargo esta zona forma parte de la región estudiada por ROIZ (1979) en su Tesis Doctoral. Esta tesis, junto con la de MORENO (1977), centrada en regiones más occidentales, constituyen la base del conocimiento estructural que se tiene actualmente de este segmento del Macizo Ibérico. Con posterioridad VEGAS y ROIZ (1979) y JULIVERT *et al.* (1983) perfilan e integran regionalmente las conclusiones obtenidas en estos trabajos.

La tesis de PEREZ GONZALEZ (1981) y ANCOCHEA (1983) proporcionan asimismo datos valiosos para la interpretación de la evolución geotectónica regional durante el Neogeno y el Cuaternario.

Finalmente la ejecución de la cartografía geológica del Plan MAGNA de la mayor parte de las Hojas de la región por los equipos de C.G.S., Ibergesa y Minas de Almadén ha supuesto un notable avance en su conocimiento estructural.

2.2. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

La estructura de la Hoja de Piedrabuena está controlada por la naturaleza y disposición de los materiales que constituyen la pila sedimentaria y la secuencia y orientación de las fases de deformación que han afectado a este segmento de la Cadena Hercínica. Ambos factores controlan el estilo y la geometría de las estructuras visibles en la actualidad.

2.2.1. Los materiales

La serie Paleozoica consiste en casi 3.000 metros de cuarcitas y pizarras que se han deformado fundamentalmente mediante plegamientos y fracturación.

El estilo y la geometría de los pliegues varía en la vertical en función de la constitución litológica de los materiales. Hay dos tramos cuarcíticos, la Cuarcita de Canteras y, sobre todo, la Armoricana en los que predominan las capas competentes estratificadas en niveles centimétricos a métricos. Se deforman mediante plegamiento concéntrico, con deslizamiento de capa sobre capa (*flexural-slip*), como atestiguan las microestructuras (estrias y desplazamientos) de los interbancos. La amplitud y longitud de onda de los pliegues está condicionada por el espesor de las capas. El nivel de Cuarcita Armoricana, de unos 400 metros de potencia, condiciona fuertemente toda la estructura del resto del Paleozoico, constituyendo el «esqueleto» estructural de la región.

Las alternancias de cuarcitas y pizarras del Cámbrico, Serie Púrpura, y de las «Capas de Pochico», son series estratificadas (*«multilayers»*) que se caracterizan por un plegamiento disarmónico controlado por el espesor de los bancos y el contraste de viscosidad entre litologías. Los pliegues suelen ser de tipo concéntrico con mayor o menor grado de aplastamiento. Aparece esquistosidad en los niveles pizarrosos y en las charnelas de las capas competentes. En los estadíos iniciales del plegamiento también pueden generarse cuñas tectónicas (*«tectonic wedges»*) en las capas competentes.

Los tramos pelíticos («Pizarras de *Neseuretus*, Pizarras de Pusa») tienen un comportamiento incompetente. Aunque persiste el plegamiento concéntrico inicial predomina el aplastamiento, con tendencia al plegamiento similar. La esquistosidad puede estar generalizada.

La fracturación ha jugado un papel muy importante en la estructuración de los materiales de la Hoja de Piedrabuena, llegando en algunos sectores a obliterar a las estructuras de plegamiento. Los niveles cuarcíticos han tenido un comportamiento más frágil, y son los que actualmente muestran mejor los resultados de las diferentes etapas de fracturación. Los niveles pizarrosos, por su mayor ductilidad con frecuencia absorben la deformación de manera continua, amortiguando las fallas. El mapa geológico y el esquema tectónico reflejan esta situación, con una gran densidad de fracturación en la Cuarcita Armoricana, algo menor en las alternancias, y muy baja densidad en los niveles del Ordovícico medio y superior.

2.2.2. Las fases de deformación

La estructura actual de los materiales paleozoicos de la Hoja de Piedrabuena es el resultado de la superposición de varias fases de deformación que tuvieron lugar entre el Cámbrico y el Carbonífero.

Movimientos sárdicos. La existencia de deformaciones anteriores de

plegamiento hercínico ha sido puesta de manifiesto por todos los autores que han trabajado en este sector de la zona Luso-occidental-Alcudiense (BOUYX, 1970; MORENO, 1977; ROIZ, 1979, etc.). Los movimientos sárdicos son los responsables de la marcada discordancia que separa los materiales ordovícicos de su sustrato. El Ordovícico inferior se apoya en la Hoja sobre una potente sucesión de sedimentos del Cámbrico inferior («Areniscas de Azorejo», «Pizarras de Pusa»), como sucede en el sector de los Montes de Toledo. Sin embargo, en el domo del Bullaquejo, situado a unos diez kilómetros hacia el oeste (Hoja 17-30), descansa sobre las capas del Vendicense inferior-Rifeense, el conjunto inferior del Precámbrico. Falta, pues, una serie de al menos un millar de metros. Este dispositivo sugiere la existencia de una importante falla de zócalo, de rumbo NO-SE o NNO-SSE que actuó entre el Cámbrico medio y el Ordovícico inferior elevando el bloque occidental.

En sectores situados al oeste la Serie Púrpura muestra importantes variaciones de espesor. Se apoya sobre los materiales precámbricos, que frecuentemente presentan una tectónica de tipo «serpenteante», lo que indica que tenían una fuerte inclinación previamente a su deposición aunque esta inclinación no es atribuible exclusivamente a los movimientos sárdicos pues regionalmente se conoce también la existencia de una discordancia intraprecámbrica y otras en la base del Cámbrico.

La existencia de pliegues sárdicos es conocida en la región (ver, en especial, MORENO, 1977). La interpretación de estos pliegues así como la paleogeografía del Ordovícico inferior basal controlados por fracturas de zócalo sugieren una deformación en ambiente distensivo.

Deformación hercínica. La deformación hercínica es la principal responsable de la estructura de la zona.

La Primera Fase Hercínica es la principal. Es una fase compresiva que origina pliegues, esquistosidad, cabalgamientos y fallas (Fig. 5)

Los pliegues regionales tienen dirección ONO-ESE a este-oeste. Originalmente es posible que fueran pliegues cilíndricos, aunque actualmente presentan inmersiones de 20-30° e incluso mucho mayores por efecto de las deformaciones tardías. Los planos axiales son subverticales o ligeramente vergentes hacia el sur. La geometría de los pliegues mayores de esta fase está muy modificada por el plegamiento y fracturación posterior.

En los niveles constituidos por cuarcitas o alternancias los pliegues generalmente son abiertos, angulosos, con flancos rectos y charnelas agudas. Los ángulos entre flancos varían entre 60° y 120°. En los niveles pizarrosos los pliegues son más apretados. En el primer caso predominan los tipos 1B y 1C definidos por RAMSAY (pliegues concéntricos a pliegues concéntricos aplastados). En el segundo predominan los tipos 1C. En algunos niveles de alternancias se observa que ciertas charnelas se

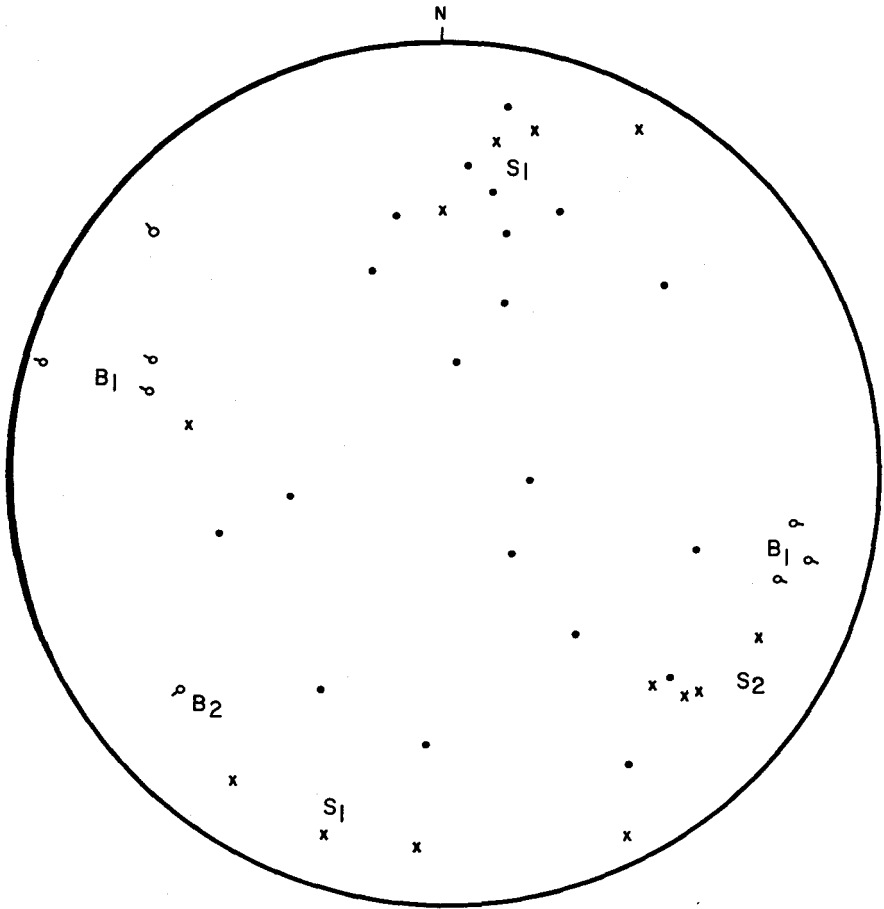


Fig. 5. Proyección equiareal de la estratificación (puntos), esquistosidad (cruces) y pliegues (círculos) de la hoja de Piedrabuena.

han desarrollado a favor de la posición de las cuñas tectónicas formadas por imbricación de las capas competentes mediante fallas inversas, en un estadio temprano del plegamiento. La esquistosidad se desarrolla cuando la composición litológica lo permite. Suele aparecer en las alternancias y en los niveles pizarrosos ordovícicos. Es una esquistosidad de plano axial con orientación primaria ONO-ESE y buzamientos de sub-verticales a 60-80° en ambos sentidos. En los niveles pelíticos es una pizarrosidad bien desarrollada (*slaty cleavage*), mientras que en los niveles más competentes presenta refracción y se manifiesta como una esquistosidad espaciada (*spaced cleavage*) o esquistosidad grosera (*rough cleavage*) que generalmente se inicia en la charnela de los pliegues. Tanto en macro como en micropliegues es característica la disposición en abanico, que suele ser convergente.

Otras estructuras atribuibles a la primera fase de plegamiento hercínico son las fallas inversas desarrolladas en los flancos cortos de algunos pliegues anticlinales. Son fallas de rumbo ONO-ESE (100°) con buzamientos de 60-70° hacia el Norte y un salto de hasta 500 metros.

La *Segunda Fase de deformación Hercínica* se caracteriza por las modificaciones que induce en las estructuras generadas durante la primera fase. Esta fase origina macropliegues de rumbo NE-SO, cruzadas con respecto a las anteriores, que dan lugar a una interferencia de tipo 1 de RAMSAY, en domos y cubetas. Los micropliegues atribuibles a esta fase no son frecuentes, pero cuando se encuentran se muestran como pliegues concéntricos y abiertos, de rumbo alrededor de 050. Así mismo existe una esquistosidad en los niveles pelíticos de rumbo NE-SO (040-050), con buzamientos altos (70°) generalmente hacia el SE, que es atribuible a esta fase de deformación.

Regionalmente esta segunda fase de deformación se caracteriza por presentar estructuras y direcciones variables de unos puntos a otros de este segmento de la Cadena, manifestándose bien como una fase de plegamiento homoaxial y retrovergente con respecto a la primera, bien como una fase oblicua, y finalmente en la región oriental como una fase de plegamiento ortogonal y de fracturación que origina una estructura de domos y cubetas (ROIZ, 1979; JULIVERT *et al.*, 1983). Esta variabilidad espacial posiblemente se deba a la manifestación en cobertera de la reactivación de desgarres de zócalo durante la segunda compresión hercínica. ROIZ (1979) ya propuso un modelo de este tipo para explicar la estructura del sector de Ciudad Real-Puertollano.

La *fracturación tardihercínica*. En la Hoja de Piedrabuena hay una importante red de fracturación afectando a todas las estructuras de plegamiento que se aparta del modelo convencional de fracturación tardihercínica establecido para la mayor parte del Macizo Hespérico. Sin embargo las condiciones de afloramiento dificultan el establecimiento de las

relaciones entre las diferentes familias de fallas y su funcionamiento.

Las fallas de rumbo ONO-ESE (100°) parecen ser las más antiguas. Son subparalelas a los pliegues de primera fase y su componente principal es inverso con vergencia hacia el Sur. Son escasas. Las más abundantes y de mayor recorrido son las que tienen rumbo ENE-OSO a E-O (70°-80° a 90°). Son fallas kilométricas, que forman un sistema muy denso, con geometría anastomosada. Muestran movimiento de desgarre e inverso, con vergencia hacia el Sur. Los desplazamientos que producen en los pliegues de primera fase sugieren una componente de desgarre sinistral, elorgando los pliegues y girándolos hacia la dirección E-O.

Las fallas de dirección NE-SO (40° a 60°) también son relativamente abundantes y parece estar estrechamente relacionadas con el sistema ENE-OSO a E-O.

Finalmente hay una familia de fallas NO-SE (140° a 170°), con menor desarrollo.

La disposición de la trama de fracturación sugiere que las fallas ENE-OSO pudieron generarse como fallas inversas en relación con la segunda fase de plegamiento, pasando progresivamente a actuar como desgarres sinistral, durante la etapa de fracturación tardihercínica al mismo tiempo que las familias 40-60° y 140-170° actuaban como desgarres sinistral y dextrales, respectivamente.

Deformaciones alpinas y postalpinas. La ausencia de registro sedimentario impide precisar las características de las deformaciones que afectaron a esta región durante el Mesozoico y el Terciario. Estas deformaciones se debieron manifestar principalmente mediante la reactivación de las fallas hercínicas y tardihercínicas. Las deformaciones que muestran los materiales pliocenos, y la actividad volcánica durante el Neogeno superior se enmarcan en un contexto de tectónica distensiva controlado fundamentalmente por las fallas del zócalo hercínico. En la Hoja de Piedrabuena la distribución de centros de emisión muestra una estrecha relación con la fracturación del zócalo, y especialmente con las fallas de dirección E-O y ENE-OSO.

2.2.3. Dominios estructurales

Desde un punto de vista descriptivo se han diferenciado cuatro dominios estructurales en la Hoja de Piedrabuena.

En la figura 6 se muestra su distribución, y en la 7 se presenta un esquema estructural de la Hoja omitiendo los recubrimientos recientes. La información sobre la geometría de las estructuras se completa en los dos cortes geológicos que acompañan al mapa geológico. Los dominios estructurales establecidos son:

- El Sinclinorio de Porzuna.
- El Sinclinorio de Piedrabuena.
- El Anticlinorio de Ciudad Real.
- El Dominio de los depósitos terciarios y volcánicos de los Campos de Calatrava.

El Sinclinorio de Porzuna. Este dominio ocupa el sector septentrional de la Hoja, y en sentido estricto corresponde al flanco meridional de dicho sinclinorio.

El Sinclinorio de Porzuna es la prolongación oriental del Sinclinal de Guadarranque-Gualija. Esta estructura hacia el Este está afectada por la interferencia de los pliegues transversos de segunda fase, y su núcleo, enmarcado por los niveles de la «Cuarcita Armoricana» está ocupado en gran parte por depósitos Terciarios y Cuaternarios.

La geometría de esta estructura queda evidenciada en la Hoja de Piedrabuena por el nivel de la «Cuarcita de Canteras» aflorante al NO de Porzuna, que dibuja el núcleo de un sinclinal de primera fase de rumbo E-O vergente hacia el sur, con el flanco norte vertical o ligeramente invertido. Hacia el este todos los niveles ordovícicos, salvo la «Cuarcita Armoricana» son recubiertos por depósitos cenozoicos y cuaternarios, excepto en los cerros situados al norte del Embalse de Gasset.

Estos cerros están constituidos por los niveles de «Cuarcita Armoricana» y localmente de la S. Púrpura, que muestran la interferencia de pliegues E-O de primera fase, y NE-SO, de segunda fase. Las capas de la S. Púrpura afloran en la carretera de Porzuna a Fernán Caballero, en la reclusa del embalse; tienen pliegues menores con esquistosidad de plano axial, de rumbo NE-SO, atribuibles a la segunda fase hercínica.

Entre estos afloramientos, y los del Ordovícico de las Sierras de Tamaral y del Perro, en la otra margen del embalse, debe existir una falla inversa o cabalgamiento asociada a los pliegues de primera fase con un salto del orden de 500 metros.

El Sinclinorio de Piedrabuena. Está situado en la esquina SO de la Hoja. Su geometría queda delimitada por los niveles de la «Cuarcita Armoricana». Es una estructura de tipo cubeta originada por la interferencia de pliegues de dirección ONO-ESE y NE-SO, aflorando en la Hoja su extremidad nororiental. El núcleo de la estructura está ocupado por las alternancias y pizarras del Ordovícico inferior y medio, muy cubiertos por depósitos terciarios y cuaternarios y materiales volcánicos. La fracturación E-O a ENE-OSO es muy patente en los niveles de la «Cuarcita Armoricana», y controla la ubicación de los volcanes terciarios.

El Anticlinorio de Ciudad Real. Ocupa la parte central y de mayor extensión superficial de la Hoja, aunque también rebasa sus límites. Separa los dos dominios descritos anteriormente, y hacia el este queda oculto bajo los depósitos Terciarios y Cuaternarios. Al igual que la Cubeta de

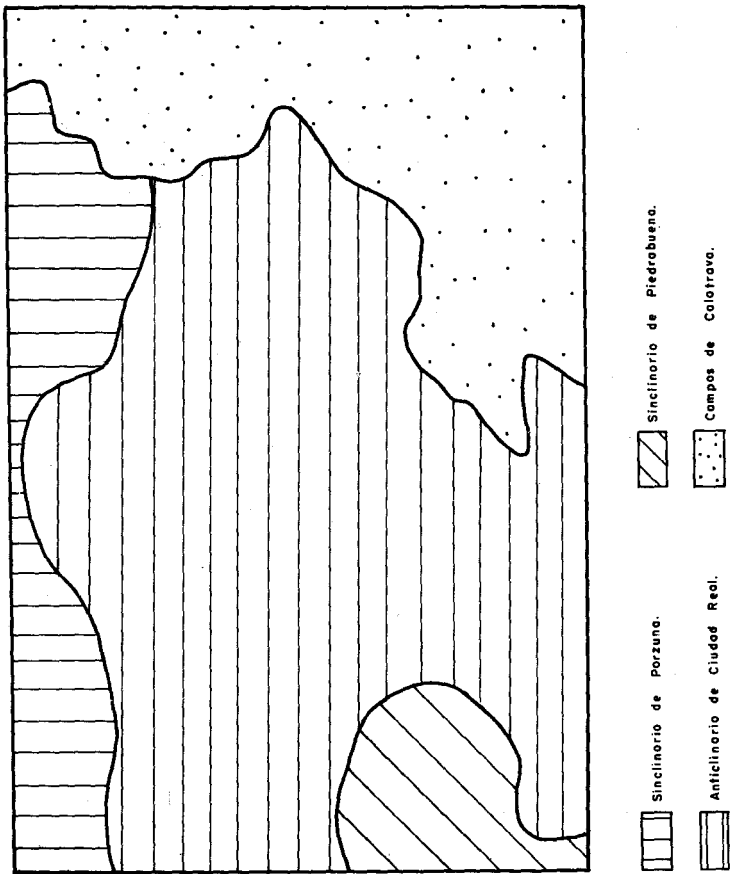


Fig. 6. Dominios estructurales de la hoja de Piedrabuena.

LEYENDA

- ▲▲▲▲▲
[Cuadrado con triángulos] Rocas volcánicas básicas postoligocenas.
[Círculo con triángulo] (Centros de emisión)
- [Cuadrado con círculos] Terciario y Cuaternario
- ▨▨▨▨▨
[Cuadrado con líneas horizontales] Ordovícico medio-superior.
[Círculo con triángulo] (Sectorio de centros)
- ▨▨▨▨▨
[Cuadrado con líneas horizontales] Ordovícico inferior.
[Círculo con triángulo] (Sectorio Almirante)
- ▨▨▨▨▨
[Cuadrado con líneas horizontales] Ordovícico inferior.
[Círculo con triángulo] (Cerro Intermedios septentrionales)
- [Cuadrado con círculos] Ordovícico inferior.
[Círculo con triángulo] (Conglomerados)
- ▨▨▨▨▨
[Cuadrado con líneas horizontales] Cámbrico inferior
- ▨▨▨▨▨
[Cuadrado con líneas horizontales] Contacto litológico
- [Línea punteada] Anticlinal
- ~
[Línea ondulada] Sinclinal
- ↔
[Línea con flechas opuestas] Sinclinal: vespago
- |—
[Línea con barra transversal] Falla

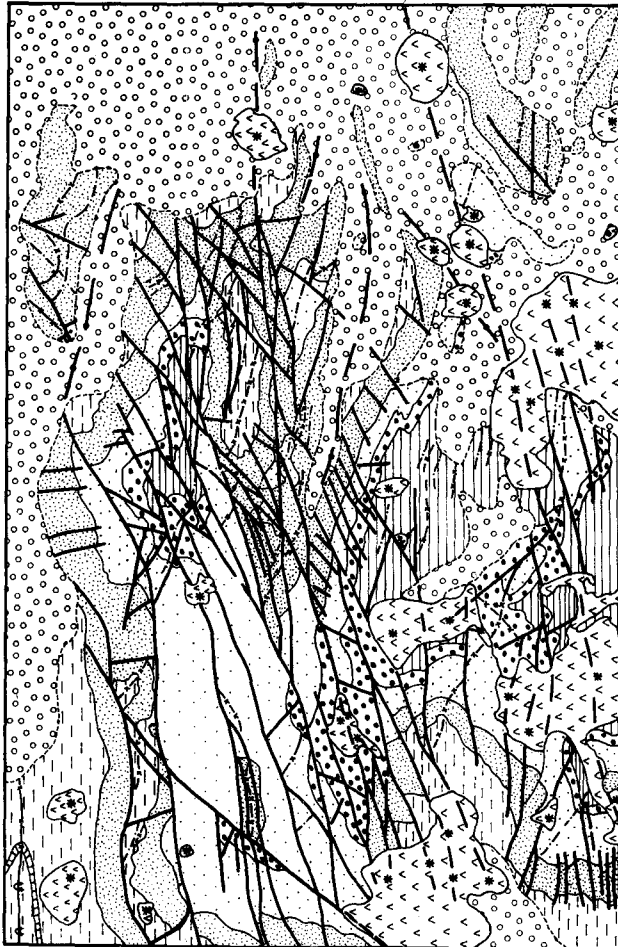


Fig. 7. Mapa tectónico de la Hoja 759, Piedrabuena.

Piedrabuena se trata de una estructura resultante de la interferencia de los pliegues de primera y segunda fase hercínica.

Las estructuras de primera fase son un conjunto de anticlinales y sinclinales de rumbo ONO-ESE a E-W y ligeramente vergentes hacia el sur, con ocasionales cabalgamientos asociados al flanco corto. Destacan, de norte a sur, el Anticlinal de la Sierra del Mortero, con núcleo de materiales cámbricos y flanco Sur fallado; el Sinclinal del Arroyo de Valdivino; un anticlinal intermedio con núcleo de S. Púrpura muy afectado por la fracturación posterior; el Sinclinal del Vicario, cabalgado por la estructura anterior y con el núcleo fosilizado por sedimentos terciarios, el Anticlinorio de Picón, con numerosos pliegues menores a nivel del Cámbrico inferior y donde afloran las «Pizarras del Pusa» el nivel estratigráficamente más bajo presente en la Hoja, y finalmente el Sinclinal de Cerro Seano y el Anticlinal del Arroyo de la Fuente, que están parcialmente recubiertos por los materiales volcánicos. Estas estructuras aparecen fuertemente trastocadas por el plegamiento transversal lo que confiere al conjunto su actual apariencia de domo, y por la densa red de fracturas de rumbo NE-SE a E-O descritas en el apartado 2.2.2.

En la Presa del Vicario, por ejemplo, los pliegues menores de primera fase de la S. Púrpura muestran claramente la superposición de plegamientos, con charnelas curvas y ensilladuras y domos.

Las fallas se caracterizan por una disposición general hundiendo el bloque sur. El cierre oriental de esta estructura queda enmascarado por los sedimentos terciarios y las rocas volcánicas.

Depósitos terciarios y vulcanismo asociado. Hacia la parte oriental de la Hoja los materiales paleozoicos del Anticlinorio de Ciudad Real son recubiertos progresivamente por depósitos terciarios, de los que emergen únicamente algunos cerros testigos. El núcleo de Sinclinal de Piedrabuena también está ocupado por estos depósitos y por materiales volcánicos. La disposición general de los sedimentos terciarios es subhorizontal. No obstante localmente pueden presentar deformaciones, y así en Arroyo de Valdelafuente, al SE de Piedrabuena, aparecen buzando hacia el norte, y al SO de la Casa de Fuente Guillén, en el borde meridional de la Hoja, tienen una disposición en cubeta.

Por otra parte un gran número de centros de emisión volcánicos se disponen alineados y en relación con fallas del zócalo paleozoico o en su prolongación. De la trama de fracturas descrita en el apartado 2.2.2. la familia ENE a E-O parece ser la que ha ejercido un mayor control sobre la actividad eruptiva, actuando durante el Neógeno superior como fracturas extensionales que permitieron el acceso del magma basáltico hasta la superficie. Sin embargo hay que destacar que a nivel de toda la provincia volcánica de los Campos de Calatrava la directriz principal del vulcanismo es la NNO-SSE, que coincide con la dirección de máxi-

ma concentración de centros de emisión basáltica (ANCOCHEA, 1982), y es la dirección de los accidentes de zócalo que controlaron los dispositivos paleogeográficos durante los movimientos sárdicos.

2.3. CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES

2.3.1. Tectónica hercínica y prehercínica

La deformación más antigua reconocible en la región es de edad intraprecámbrica, y afecta a los materiales que supuestamente constituyen el basamento de la Hoja de Piedrabuena. Corresponde a la denominada discordancia Oretánica por SAN JOSE (1984), quien la identifica en el Anticlinorio de Navalpino.

Aunque tampoco aflora en la Hoja también existe una discordancia entre el denominado «Nivel de Fuentes», situado en la base de la secuencia del Cámbrico inferior-Precámbrico («Pizarras de Pusa») y el conjunto superior del Precámbrico. Esta discordancia está bien documentada en el sector de los Montes de Toledo, al norte de esta Hoja, SAN JOSE (1984) la atribuye a la fase Cadómica s.l.

El diastrofismo sárdico así ha quedado registrado en la Hoja de Piedrabuena. Las capas basales del Ordovícico son discordantes sobre el Cámbrico inferior, y hacia el Oeste, en el Domo de Bullaquejo, se apoyan directamente sobre el conjunto inferior del Precámbrico, evidenciándose la existencia de una importante falla de zócalo. Tremadoc y Cámbrico inferior son pues las edades límites de este evento tectónico, posiblemente de carácter extensional, siendo su edad más probable Cámbrico superior. Es notoria la coincidencia temporal de este suceso con la actividad ígnea que tiene lugar en las zonas internas de la Cadena (intrusiones de ortoneises).

Los criterios estratigráficos disponibles en la Hoja de Piedrabuena tampoco son suficientes para datar con precisión las deformaciones hercínicas, siendo necesario tener en cuenta los datos regionales. En el Sinclinal de Herrera del Duque hay registrada una discontinuidad sedimentaria importante entre el Devónico inferior y el superior. Esta discontinuidad marca además el paso de una sedimentación de plataforma somera a otra de tipo turbidítico. Los sedimentos turbidíticos de edad Devónico superior-Carbonífero inferior son considerados como facies «flysch», esto es sedimentos sinorogénicos, en el conjunto de la Cadena Hercínica. Esta discontinuidad probablemente marca el comienzo de la deformación hercínica, que tendría lugar en el Devónico medio. Esta fase, generadora de estructuras en las zonas internas del Orógeno, se manifestaría en esta zona como una discontinuidad estratigráfica.

El Devónico superior de los Sinclinales de Herrera y de Almadén están afectados por las estructuras de la primera fase hercínica identificada en esta región. En la última localidad citada el Estefaniense es además claramente postectónico, y la granodiorita de Fontanosas, postfase 1, ha sido datada en 302 ± 7 m.a., esto es Westfaliense superior (SAUPE, 1973). La edad de la deformación principal hercínica está situada pues entre el Devónico superior y el Westfaliense superior. Sobre la edad de la segunda fase de deformación hercínica no existen datos que permitan precisarla.

Además de una serie de fallas cuyo origen es claramente singenético con la deformación varíscica hay otras fracturas posteriores al plegamiento, clásicamente atribuidas a la fracturación tardihercínica. Por sus relaciones con la sedimentación permocarbonífera y con los granitoides tardihercínicos se les atribuye una génesis durante el Estefaniense y el Pérmico inferior. Originadas como fallas de desgarre, sin embargo fueron reactivadas durante el Pérmico superior y el Trías, y como bien se ha documentado en áreas alpinas, durante el Mesozoico y el Terciario.

2.3.2. Tectónica alpina y postalpina

Las limitaciones impuestas por el registro estratigráfico obligan, de nuevo, a abordar la evolución geodinámica de este sector en un contexto regional más amplio.

En la región no existe registro sedimentario Finicretácico y Paleógeno-Mioceno inferior que permita 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 paleógeno se detectan fases tectónicas en el Mioceno Inferior y en el superior.

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

La deformación neogena parece derivarse de la reactivación de antiguas fracturas del zócalo en las que juegan un importante papel las direcciones submeridianas y las 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-Tortorniese basal). PEREZ GONZALEZ (op. cit.) aboga por dos etapas distensivas fundamentales. La más antigua sería responsable de la apertura de las Cuencas del Júcar y Cabriel y de las Cuencas o depocentros de Villarta, Daimiel y Ciudad Real 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 pertenecientes al Plioceno se encuentran suavemente deformados por ambas fases.

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

En nuestra opinión dichas deformaciones y discordancias están relacionadas con la actividad volcánica: abombamiento y colapso de calderas, correlativos y subsiguientes a las erupciones. Resulta evidente que estos procesos han afectado también a sedimentos recientes deformando las costras calcáreas plio-pleistocenas (ángulo sureste de la Hoja 18-31: Ciudad Real) y algunas terrazas.

Poco se puede indicar acerca de las etapas tectónicas recientes: pre-Raña y presuperficiales de la Mancha. Probablemente se trate de etapas distensivas con pequeñas desnivelaciones entre la Cuenca Manchega y los marcos montuosos que la circundan.

3. GEOMORFOLOGIA

Desde el punto de vista geomorfológico la mayor parte de la Hoja se sitúa en un área de características propias que se conoce bajo el nombre de *Campo 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* enmarcan al *Campo de Calatrava* por el norte y oeste, mientras que la *Llanura Man-*

chega lo hace por el este. Para PEREZ GONZALEZ (1981) la *Llanura Manchega* se extiende de este a oeste desde el Valle del Río Júcar hasta casi Ciudad Real (frontera con el *Campo de Calatrava*), teniendo como bordes norte y sur relieves más o menos accidentados como los *Montes de Toledo*, *Campo de Montiel*, *Sierra Morena* y *Sierra de Altomira*. El límite del *Campo de Calatrava* con los *Montes de Toledo* y la *Llanura Manchega* resulta difícil de establecer, pero podrían fijarse en la línea que une los principales afloramientos volcánicos neogeno-cuaternarios más externos en las Hojas colindantes de Casas del Río y Malagón (17-30 y 18-29), Almagro y Daimiel (19-31 y 19-30), existiendo *Zonas de Transición* entre estas unidades morfoestructurales.

La *Zona de Transición entre los Montes de Toledo y Campo de Calatrava* ocupa el tercio septentrional y extremo occidental de la Hoja. Presentan un relieve desarrollado sobre los materiales cuarcíticos del Ordovícico inferior: Sierras de Pedrizonda, el Sotillo, Tamaral, del Perro, del Gigante y Casalobos, cuya orientación viene condicionada por la estructuración hercínica y las fallas posteriores. Las áreas de relieves importantes están regionalmente separadas por depresiones o cubetas rellenas por sedimentos pliocenos y cuaternarios como la de Porzuna-Malagón situada en el extremo norte de la zona; en esta zona se reconoce algún vestigio de actividad volcánica reciente (Volcán de Porzuna, Peñas negras, etc.).

El *Campo de Calatrava* está limitado hacia el este por la *Zona de Transición* con la *Llanura Manchega* a partir del meridiano de Fernán-Caballero y hacia el norte por las sierras de los Montes de Toledo. En este sector presentan una topografía relativamente quebrada condicionada por la existencia de relieves cuarcíticos semejantes a los antes descritos (Sierras de la Cruz, del Grajo, de Puerto Vicario, etc.) y cubetas pliocenas y cuaternarias (Piedrabuena, Alcolea de Calatrava). Sus rasgos más característicos son la existencia de numerosos relieves de origen volcánico, presencia de una red fluvial encajada con desarrollo de terrazas y escasa representación de las superficies o planos de erosión o erosión/dépósito.

La *Llanura Manchega* se sitúa al este, fuera de la Hoja. Dominan las extensas planicies relacionadas con superficies de erosión situadas a diferentes alturas pero próximas entre sí. La red hidrográfica está poco encajada, presenta cauces indefinidos con amplias zonas de encharcamiento, nulo o escaso desarrollo de terrazas, y régimen semipermanente o estacional (PEREZ GONZALEZ, 1981).

La *Zona de Transición* con la *Llanura Manchega* se enclava en el extremo oriental (Malagón, Fernán Caballero, vértice de la Atalaya) y participa de características intermedias. Amplio desarrollo de los replanos o superficies de erosión, relieves paleozoicos escasos a modo de «isleos»

y relieves de origen volcánico rompiendo la monotonía de la llanura. Esta Zona de Transición ocupa gran parte de la mitad oeste de la Llanura Manchega occidental de PEREZ GONZALEZ (1981).

3.1. LAS SIERRAS CUARCITICAS

La Cuarcita Armoricana y en menor proporción los conglomerados y cuarcitas del Ordovícico inferior son los principales elementos constructores del relieve de la región dando lugar a sierras constituidas por resaltes estructurales, que originan las máximas alturas (Gatos: 897 m, Peralosilla: 894 m, Pedrizonda: 848 m, Zarzuela: 838 m, Malínfierno: 828 m, etc.). Sólo se han observado pequeños restos de la superficie de erosión superior desnivelada por fracturas recientes al sur de Porzuna, en los alrededores del vértice de Pedrizonda sobre las cotas de 840 metros. Sin embargo se detecta una cierta isoaltitud de los niveles de entre 820 y 890 metros, valores que descienden hacia el oeste en la Zona de Transición a la Llanura Manchega (Atalaya: 714 metros) y son también menores en los relieves residuales incluidos en las depresiones pliocenas (700-740 metros).

Las vertientes de las sierras cuarcíticas suelen estar regularizadas y tapizadas por importantes masas de derrubios de ladera o coluviones asimilables a glaciais vertientes de acumulación. Localmente, existen algunos barrancos o arroyos con escasa incisión lineal, en cuya salida se acumulan conos de deyección antiguos, de dimensiones hectométricas. Las cabeceras están ocupadas actualmente por canchales o pedreras de origen periglacial por crioclastismo de las cuarcitas armoricanas intensamente fracturadas. Estas vertientes están muy estabilizadas, como se deduce de la antigüedad de los suelos rojos que soportan. Tan sólo las pedreras y barrancos constituyen procesos morfodinámicos activos en la actualidad.

3.2. LAS DEPRESIONES

Las depresiones limitadas por las series paleozoicas están rellenas por materiales pliocenos y cuaternarios siendo frecuente la aparición de relieves residuales constituidos por materiales ordovícicos.

En la Hoja de Piedrabuena pueden distinguirse las siguientes (ver 1.3.2): Subcuenta de Malagón-Porzuna, Cuenca Manchega, Subcuenta de Piedrabuena y Subcuenta de Alcolea de Calatrava. Cuando las calizas, más resistentes a la erosión que el resto de los materiales pliocenos, se presentan horizontales, dan lugar a rellanos estructurales, mien-

tras que cuando están deformadas como consecuencia de la actividad volcánica dan lugar a resaltes estructurales que configuran cubetas de contornos subcirculares y dimensiones hectométricas como sucede en el caserío de los Porches situado en la margen derecha del Guadiana, muy próximo al límite meridional de la Hoja.

En las salidas de los barrancos y arroyos mayores de las sierras cuarcíticas que circundan las depresiones aparecen extensos abanicos aluviales plio-pleistocenos que se extienden sobre el fondo de las depresiones pliocenas (ver 1.5.2). Se detectan al menos tres etapas de formación de abanicos, pudiendo estar la más antigua de ellas relacionada con la formación de las Rañas de los Montes de Toledo.

Otros elementos geomorfológicos importantes en la Zona de Transición entre el Campo de Calatrava y Llanura Manchega (Cuenca Manchega y Subcuenca de Alcolea) son las superficies de erosión/acumulación fosilizadas por costras calcáreas o superficies superior (S1) e inferior (S2) de la Llanura Manchega (ver 1.5.1). Las costras calcáreas y materiales pliocenos subyacentes se encuentran irregularmente karstificadas apareciendo dolinas de bordes indefinidos, contornos elípticos o subcirculares, profundidades menores de 5 metros y dimensiones que no sobrepasan los 200 metros.

3.3. LOS RELIEVES VOLCANICOS

Son característicos del Campo de Calatrava, apareciendo también en las Zonas de Transición a los Montes de Toledo y Llanura Manchega.

La morfología volcánica imprime carácter a la zona rompiendo la continuidad de las formas de origen estructural y de las superficies de erosión/acumulación.

Aunque en la zona no existen edificios volcánicos de grandes dimensiones, su forma y coloración han llamado la atención de los habitantes que los denominan, «negrizales», «cabezos», «cabezuelos», «castillejos», «hoyas» y «navas».

Existen centros de emisión en los que predominan las erupciones de tipo homogéneo o volcanes-cúpula formados por la acumulación de productos lávicos, en otros domina la actividad estromboliana existiendo numerosos tránsitos entre ambos tipos. Otro tipo de mecanismo eruptivo fuertemente explosivo da lugar a los *maares* de los que trataremos más adelante.

El grado de conservación de los edificios no sólo depende de su antigüedad ya que intervienen otros factores como la forma original, volumen de material emitido, lugar donde se ubican, composición, etc. entre otros (ANCOCHEA, 1983).

Aparecen conos volcánicos formados por la acumulación de piroclastos de caída que constituyen cerros de formas intermedias entre tronco-cónicas y de casquete esférico, según el grado de erosión. Tienen diámetros hectométricos y alturas entre 30 y 80 metros. Asociadas a estas formas de emisión existen coladas de rocas básicas. Cuando predominan las coladas dan lugar a pequeños edificios en escudo, de pendientes suaves, forma más o menos circular y altura poco elevada.

Los *maares* son cráteres de explosión con anillo de tobas conservado. Normalmente aparecen sobre sedimentos pliocenos o sobre la superficie de erosión con costra. Consisten en un cráter o suave depresión, situada a veces por debajo del nivel general del suelo y un anillo que la rodea total o parcialmente constituido por la acumulación de piroclastos expulsados del cráter. La altura del anillo de piroclastos con respecto al punto más deprimido rara vez sobrepasa los 20 metros. En los fondos de los cráteres aparecen pues depresiones semicerradas potencialmente encharcables que dan lugar a zonas endorreicas, la mayor parte de ellas drenadas actualmente para su aprovechamiento agrícola.

3.4. LA RED FLUVIAL

La red fluvial principal formada por los ríos Guadiana y su afluente el Bañuelo disecta los materiales sedimentarios paleozoicos y pliocenos y los materiales volcánicos. El primero discurre con una pendiente media del 0,6‰, mientras que el segundo presenta valores medios de pendiente de 1‰. En el sector ocupado por la Hoja constituyen valles de erosión normal con desarrollo irregular de relieves en graderío debidos a terrazas, algunas de las cuales son sincrónicas, con los últimos tiempos de la actividad volcánica. El encajamiento de la red es mucho menor que en otras cuencas fluviales de la Meseta, pero mayor que en la Llanura Manchega, situándose la superficie superior S1 a 30 m sobre el Guadiana y 15-20 m sobre el Bañuelo.

3.5. EVOLUCION DEL RELIEVE

MUÑOZ (1976) indica que las superficies de cumbres son testigos de lo que se podría definir como un «sistema de superficies estructurales derivadas» resultantes del arrasamiento de los niveles superiores, blandos y plásticos de la serie sedimentaria hasta alcanzar las duras y muy fracturadas cuarcitas arenigienses en las zonas de charnela de los anti-

clinorios. Por tanto, para este autor, la isoaltitud de los conjuntos montañosos de los Montes de Toledo no sería testigo del estadio final de un ciclo erosivo, sino de un momento en el continuo y complejo proceso morfogenético que los viene afectando desde su levantamiento orogénico. Este momento es aquél en el que la erosión pasa de actuar de una litología homogénea y blanda a otra litología dura bajo la que se encuentran niveles menos resistentes. Es decir, cuando debido a factores estructurales la acción erosiva pasa de un simple arrasamiento a iniciar el desmantelamiento de los anticlinorios.

Sin embargo la idea más generalizada es que la «superficie de cumbres» corresponde a un nivel de arrasamiento antiguo (Finicretácico o Paleógeno), cuya degradación en época alpina genera el relieve apalachienense que caracteriza gran parte de los Montes de Toledo, Domo Extremeño y Campo de Calatrava, en el que el papel de la alteración que afecta al sustrato paleozoico jugó un papel fundamental.

Así durante el Paleógeno y Mioceno inferior la región se vio sometida a intensos procesos de alteración química en condiciones de tipo tropical estacional (MOLINA *et al.*, 1985), formándose los relieves residuales o «inselbergs», en las cuarcitas del Ordovícico inferior, a cuyos pies se acumularon localmente corazas ferralíticas. La alteración de los materiales pizarrosos precámbricos y paleozoicos alcanzó varias decenas de metros de profundidad, dando lugar a materiales fácilmente erosionables, que fueron desmantelados durante el Mioceno y sobre todo en el Plioceno inferior (en la zona que nos ocupa) produciéndose el relleno de pequeñas cuencas endorreicas intramontañosas, que finaliza con el desarrollo de la superficie de erosión S1 tapizada por costras laminares hacia los —2,5 millones de años.

Con anterioridad al depósito de las Rañas y Abanicos equivalentes se produce una nueva etapa de alteración química que se traduce en una intensa meteorización del sustrato, que en muchas zonas se suma a las alteraciones precedentes. Como consecuencia de disequilibrios tectónicos (Fase Iberomanchega II) se producen cambios de posición del nivel de base relativo provocando el encajamiento de esta unidad en la superficie S1. Los abanicos aluviales que conforman las Rañas, se depositan sobre la superficie alterada, colmatando las depresiones existentes entre los relieves. Este proceso da origen a formas extensas de glaciares de pie de monte.

Nuevas actividades tectónicas más débiles que las anteriores preceden a la génesis de la superficie de erosión encostrada (S2), 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 y abanicos aluviales durante el Pleistoceno.

La actividad volcánica abarca desde el Mioceno superior al Pleistoceno inferior. Las formas volcánicas existentes en la Hoja se han generado durante estos tiempos; sin embargo sus relaciones con las unidades geomorfológicas y sedimentarias nos indican que son las de edad Plioceno superior y Pleistoceno inferior las más destacables desde el punto de vista morfológico.

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, con una matriz que suele contener augita, minerales opacos, olivino y feldespatos o feldespatoides. Las diferencias entre unos tipos litológicos y otros radican fundamentalmente en la naturaleza o presencia de feldespatos y feldespatoides.

La clasificación de estas rocas dependerá lógicamente de estos minerales. Si sólo contiene plagioclasa: basalto; si sólo poseen feldespatoides sin plagioclasa, según el nombre de éste: nefelinita olivínica, melilitita olivínica, etc. Si tiene plagioclasa y feldespatoides: basanita y si no tienen ni feldespatos ni feldespatoides: limburgita. Si coexisten nefelina y melilita hemos optado por denominar a la roca melilitita olivínico-nefelínica, independientemente de la proporción relativa de ambos minerales, por considerar a la melilita como el mineral más característicos petrogenéticamente.

La nefelina cristaliza muy tardíamente en todos estos tipos de rocas, de ahí que si la roca no es muy cristalina no suele aparecer (caso por ejemplo de las rocas piroclásticas). Ello hace que la mayor parte de las limburgitas sean equivalentes hipocristalinas de las nefelinitas olivínicas, que muchas melilititas olivínicas sean en realidad melilititas olivínico-nefelínicas y algunos basaltos olivínicos correspondan a basanitas.

En todas las litologías son frecuentes los rellenos de carbonatos y ceolitas.

4.1. MELILITAS OLIVINICAS (14)

Son en realidad melilitas olivínico nefelínicas, y en el caso del Volcán del Cabezo de la Plata (zona oriental) melilitas olivínico-nefelínica sodalíticas.

El fenocristal más frecuente es el olivino forsterítico, idiomórfico o subidiomórfico con frecuente alteración periférica a iddingsita, golfos de corrosión y, en ocasiones, extinción ondulante. La augita aparece 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 más rico en titanio como el borde.

La melilita aparece como fenocristal graduando su tamaño hasta el de la matriz. Suele presentarse en secciones idiomórficas, con formas tabulares e inclusiones que le dan la característica estructural 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 Na-melilita (30-40%) (IBARROLA y BRANDLE, 1974).

La matriz está compuesta por melilita, augita, opacos, olivino, nefelina. Esta última ocupa posiciones intersticiales, con tendencia a dar secciones cuadrangulares.

El apatito es un mineral accesorio relativamente frecuente, así como la perouskita que aparece formando pequeños cristales idiomórficos o subidiomórficos y que es un accesorio característico de este tipo de rocas.

PARGA PONDAL (1935) cita la presencia de un mineral del grupo de la sodalita en las rocas del Cabezo de la Plata; indicando que tal vez se trate de noseana. Distintos autores recogen la presencia de este tipo de minerales en rocas melilitíticas, tratándose normalmente de sodalita (con cloro). En el Cabezo de la Plata aparece en secciones de tendencia hexagonal, idiomórficas o subidiomórficas, corroidas y con frecuentes inclusiones pulverulentas de color pardo que tiñen normalmente los bordes de los cristales o totalmente si éstos son pequeños.

4.2. NEFELINITAS OLIVINICAS (15 y 16)

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 en las melilitas olivínicas. El olivino presenta con frecuencia inclusiones de opa-

cos. En la matriz, además de augita, opacos y olivino hay nefelina, normalmente intersticial y con secciones cuadrangulares o bien en placas, a veces de gran tamaño, que engloban poiquilíticamente al resto de las fases minerales. Su mayor tamaño lo adquiere cuando cristaliza en cavidades, donde se asocia a apatito, ocasionalmente biotita y más raramente a carbonatos primarios. Composicionalmente posee elevados contenidos de kalsilita (20-25%). Aparece alterada con frecuencia a ceolitas.

El apatito es un accesorio siempre presente. La biotita es frecuente, adquiriendo ocasionalmente notable tamaño.

En el afloramiento situado al este del *maar* de Romani, aparecen venas de diferenciados pegmatoides. Se trata de ijolitas constituidas por grandes cristales idiomórficos de nefelina (a veces alterada a ceolitas) y augita zonada muy rica en titanio o en sodio (egirina); acompañan además grandes cristales idiomórficos de opacos y de apatito.

4.3. BASALTOS Y BASANITAS (17 y 18)

Petrográficamente son casi siempre basaltos olivínico-augíticos y en algún caso sólo olivínicos; cuando coexisten ambos sus proporciones relativas son muy variables pudiendo dominar tanto uno como otro.

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. Esta puede presentarse bien como microlitos no muy abundantes y con tendencia a la disposición fluidal o, más frecuentemente, intersticial, en pequeñas placas que engloban poiquilíticamente al resto de los minerales de la matriz. En este último caso se asocia a ceolitas y tal vez a nefelina con lo que serían basanitas nefelínicas.

El mineral accesorio más frecuente es apatito, a veces de gran tamaño y ocasionalmente biotita.

4.4. DEPOSITOS HIDROMAGMATICOS (19)

Petrográficamente son tobas poligénicas líticas o lítico-cristalinas, de granulometría muy variable, siendo en general muy heterométricas; tienen a veces laminaciones visibles y granoselección 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 ser 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. Otro de los constituyentes frecuentes son los enclaves ultramáficos mantélicos, arrastrados por el magma. Son normalmente lherzolitas con espinela y, en ocasiones, con anfíbol.

La proporción relativa entre fragmentos volcánicos y no volcánicos es muy variable; en general los no volcánicos suelen ser más 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 de rocas volcánicas holocristalinas cuyo origen más probable es que se trate de fragmentos accidentales igual que los no volcánicos. Los fragmentos volcánicos más frecuentes suelen ser los porfídicos con matriz vítrea, o los totalmente vítreos y mucho más raros los porfídicos con matriz hipocristalina. En general son siempre angulosos o muy angulosos.

La disminución del tamaño puede pasar a fragmentos cristalinos normalmente de cuarzo si procede de la fragmentación intensiva de una roca no volcánica o 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.

4.5. GEOQUIMICA Y PETROGENESIS

De las rocas volcánicas de esta Hoja existen 12 análisis químicos, uno de PARGA PONDAL (1935) y once de ANCOCHEA (1983) y ANCOCHEA e IBARROLLA (1982). En la tabla 1 se recogen estos últimos once.

Se trata siempre de rocas claramente subsaturadas, con olivino y nefelina normativos. Su clasificación química se ha efectuado siguiendo los siguientes criterios normativos (ANCOCHEA, 1983).

Basalto olivínico alcalino (A.O.B.): 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 interme-

TABLA I
ELEMENTOS MAYORES, MENORES,
CARACTERISTICAS NORMATIVAS CIPW

Núm.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂ ...	40,74	38,95	37,21	42,15	39,53	43,24	44,23	36,20	36,96	40,28	44,21
Al ₂ O ₃ ...	12,37	10,58	10,71	10,79	11,75	12,00	11,90	10,34	10,95	10,85	11,64
Fe ₂ O ₃ ...	7,54	4,45	5,49	6,47	8,04	5,90	5,88	6,09	2,67	5,28	5,11
FeO ...	4,04	6,88	5,90	5,08	3,64	5,56	5,49	5,15	7,84	6,13	6,29
MgO ...	9,72	13,67	13,99	12,84	13,16	11,98	10,85	12,08	11,62	12,42	11,04
CaO ...	12,56	14,07	13,17	12,21	12,86	12,03	10,54	18,70	15,60	13,43	11,42
Na ₂ O ...	2,75	3,27	3,10	3,16	3,25	3,47	3,21	2,05	3,44	2,22	3,17
K ₂ O ...	0,60	2,33	1,97	0,38	1,28	0,80	0,74	0,58	1,52	1,75	1,48
MnO ...	0,18	0,20	0,23	0,15	0,17	0,17	0,18	0,23	0,21	0,16	0,19
TiO ₂ ...	4,16	3,51	3,33	3,32	3,42	2,82	3,22	2,67	2,23	2,85	2,91
P ₂ O ₃ ...	0,90	1,02	1,32	0,86	0,69	0,68	0,64	1,76	0,72	0,79	0,69
H ₂ O ...	4,48	0,59	2,72	2,96	1,73	1,03	1,99	4,15	2,02	2,60	1,38
CO ₂ ...	—	0,40	—	—	—	—	—	0,10	3,30	—	—
Total	100,04	99,92	99,14	100,37	99,52	99,68	98,87	100,10	99,08	98,76	99,53
Ba	771	819	1.328	677	737	590	868	960	1.082	797	751
Ce	109	85	147	76	72	62	69	173	141	92	79
Co	40	52	41	48	33	53	44	39	46	43	42
Cr	216	721	421	791	384	397	405	438	272	535	428
La	73	55	113	84	30	32	37	53	141	48	66
Nb	37	39	43	34	34	24	20	42	40	21	33
Ni	114	259	184	290	253	218	241	209	182	261	212
Rb	73	43	49	29	32	35	79	24	33	46	36
Sr	831	1.003	1.149	616	656	600	649	1.871	993	746	882
Y	27	26	29	27	24	21	25	55	32	28	28
Zr	292	280	302	269	217	194	242	277	219	254	242
Or	3,55	—	—	2,25	—	4,73	4,37	—	—	0,97	8,75
Ab	11,88	—	—	12,33	—	10,47	21,23	—	—	—	11,34
An	19,64	7,31	9,49	14,14	13,69	14,81	15,88	17,30	9,95	14,47	13,16
Lc	—	10,80	9,13	—	5,93	—	—	2,69	7,04	7,35	—
Nc	6,17	14,99	14,21	7,81	14,90	10,23	3,22	9,40	15,77	10,18	8,39
Di	28,65	24,62	22,65	31,78	33,53	31,59	25,11	26,43	25,55	36,89	30,67
Oi	7,66	18,34	17,91	12,08	12,07	11,30	10,91	12,77	18,36	11,36	11,26
Ln	—	6,81	5,65	—	0,78	—	—	9,12	3,08	—	—
He	6,50	—	—	1,60	6,46	—	—	—	—	—	—
Mt	1,50	6,45	7,96	7,06	2,29	8,55	8,53	8,83	3,87	7,66	7,41
H	7,90	6,67	6,32	6,31	6,50	5,36	6,12	5,07	4,24	5,41	5,53
Ap	2,09	2,36	3,06	1,99	1,60	1,58	1,48	4,08	1,67	1,83	1,60
Cc	—	0,91	—	—	—	—	—	0,23	7,50	—	—
MG	64,49	71,75	72,30	70,43	70,99	69,03	67,05	69,68	69,65	69,77	67,22
Método	FRX	V.H.	FRX	FRX	FRX	FRX	FRX	V.H.	FRX	FRX	FRX

1. Basanita. Volcán de Cerro Santo.—2. Melilita olivínico-nefelínica. Negrizal de las Casas.—3. Melilita olivínico-nefelínica. Cabeza Parda.—4. Basanita. La Cabeza de Fernancaballero.—5. Melilita olivínico-nefelínica. Volcán de Piedrabuena (Norte).—6. Basanita. Volcán de Piedrabuena (Sur).—7. Basalto olivínico alcalino. Volcán de las Porras.—8. Melilita olivínica. Cabezo de la Plata.—9. Melilita olivínica. Cabezo de la Plata.—10. Nefelinita olivínica. Volcán de la Arzollosa.—11. Basanita. Cabeza Mesada.

dias: nefelinitas olivínico-melilitíticas (N.O.M.): las nefelinitas olivínicas con nefelina > 5% pero además albita = 0, es decir, no sólo con ortosa, sino con ortosa y leucita normativas, y melilitas olivínico-nefelínicas (M.O.N.) a las rocas con larnita normativa pero sin melilita modal, reservando el término de melilita olivínica exclusivamente para las rocas con larnita normativa y melilita modal.

Existe una buena correspondencia entre clasificación modal y normativa: las melilitas olivínicas modales lo son siempre normativas, las nefelinitas olivínicas normativas corresponden en su mayoría a nefelinitas olivínicas modales o a limburgitas y los basaltos modales corresponden tanto a basanitas como a basaltos olivínicos alcalinos.

Como puede apreciarse en nuestro caso buena parte de las nefelinitas olivínicas modales tienen melilita potencial (es decir, larnita normativa) y corresponden por lo tanto, geoquímicamente, a melilitas olivínico-nefelínicas. Del mismo modo existen pocos basaltos normativos correspondiendo en su mayoría a basanitas.

El contenido en SiO_2 de las rocas cubre casi todo el rango presentado en la región excepto los términos más ricos; variando entre el 36,2% y el 44,23%; son todas, por lo tanto, rocas ultrabásicas. En las figuras 8, 9, 10 y 11 puede apreciarse la variación de los elementos mayores y menores con la sílice para toda la región volcánica. En ellas puede observarse que al pasar de melilitas olivínicas a nefelinitas olivínicas, basanitas y basaltos olivínicos alcalinos existe un incremento en Al_2O_3 y disminución en MgO , CaO , P_2O_5 y MnO y en elementos incompatibles como La, Ce, Nb o Y.

Considerando como magmas primarios, es decir formados por fusión parcial del manto superior sin haber experimentado procesos importantes posteriores de diferenciación, los que poseen valores de MG superior a 67 y contenidos en Ni entre 200 y 400 ppm, ocho de los once análisis corresponderían a magmas primarios, los otros tres representarían magmas que han sido afectados por procesos de extracción de olivino y/o piroxeno.

ANCOCHEA (1984) analiza y cuantifica, a partir del contenido tanto en elementos mayores como menores, los procesos de diferenciación que han afectado a estas rocas. Los procesos de extracción pueden valorarse entre un 5% y un 10%, con participación de olivino y clinopiroxeno.

Para los términos primarios, suponiendo que se hubieran formado a partir de un manto con diferentes modelos composicionales, el paso de melilitas olivínicas, a nefelinitas olivínicas, basanitas y basaltos olivínicos alcalinos iría acompañado de un aumento del grado de fusión parcial. Si el modelo de manto es el pirolítico y el cálculo se efectúa a partir del P_2O_5 (suponiendo que se comporta como elemento totalmente incompatible), dichos grados de fusión pueden estimarse entre un 3,5% y un

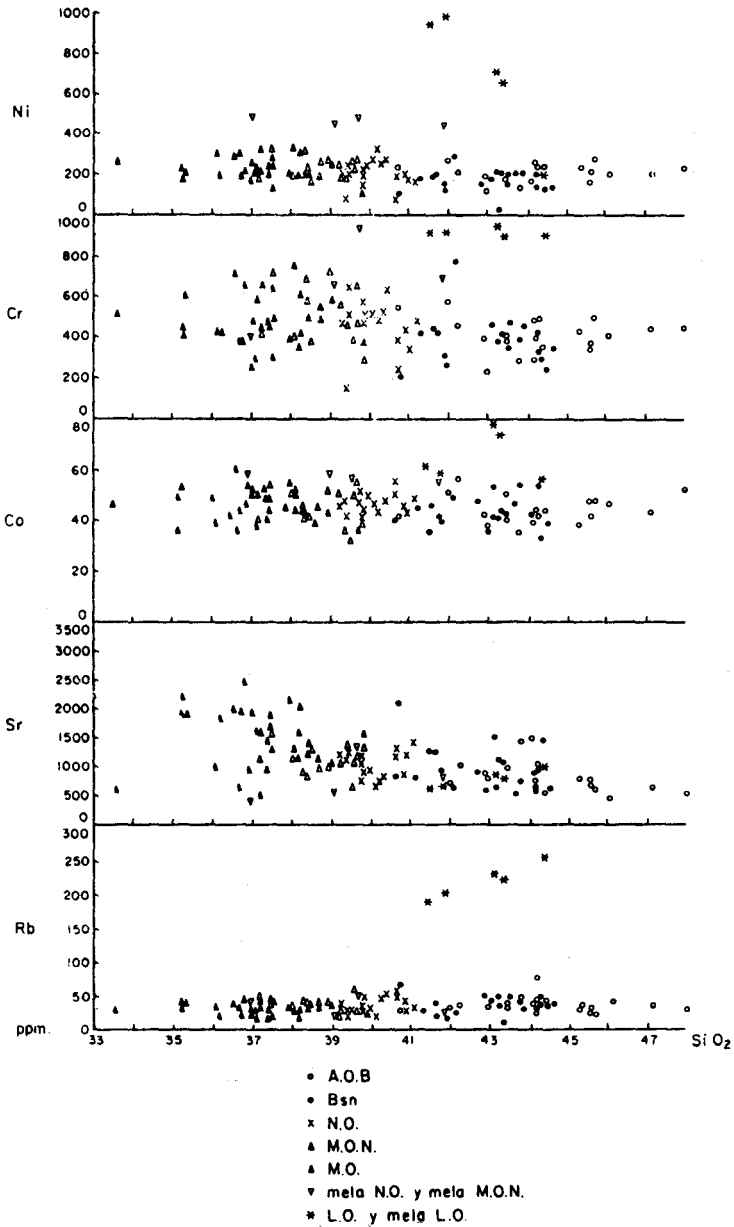


Fig. 8. Diagramas SiO_2 -Elementos menores.

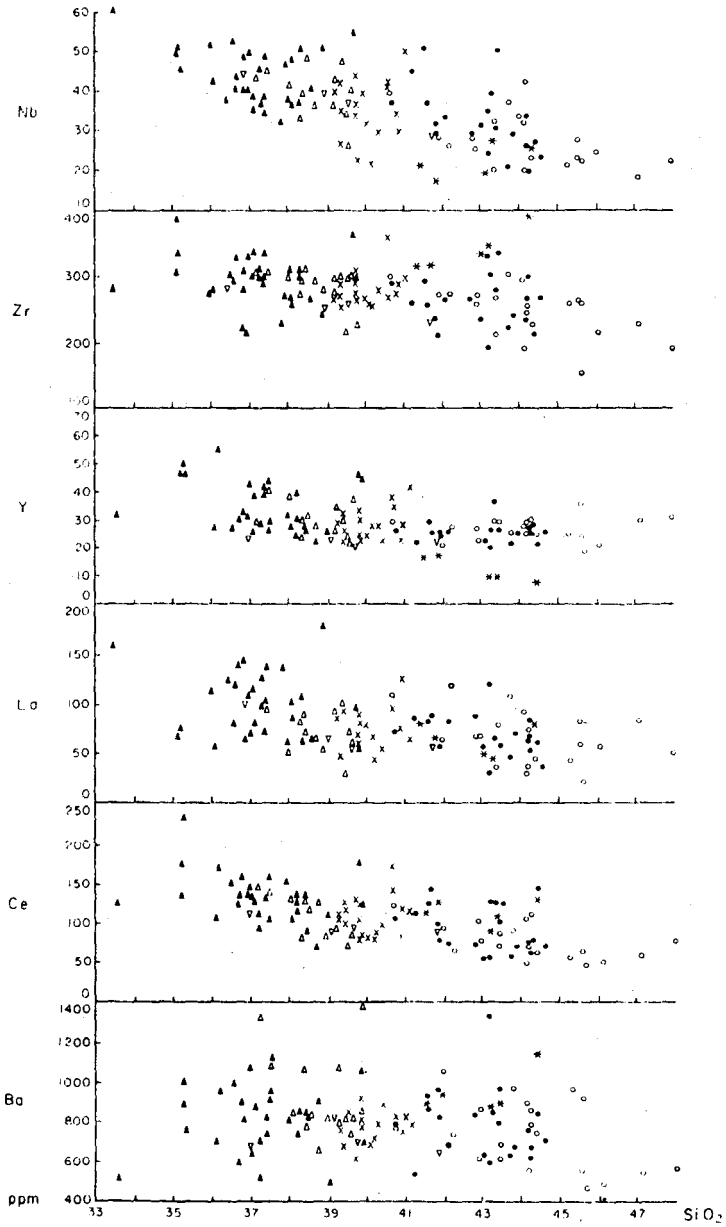


Fig. 9. Diagramas SiO₂. Elementos menores.

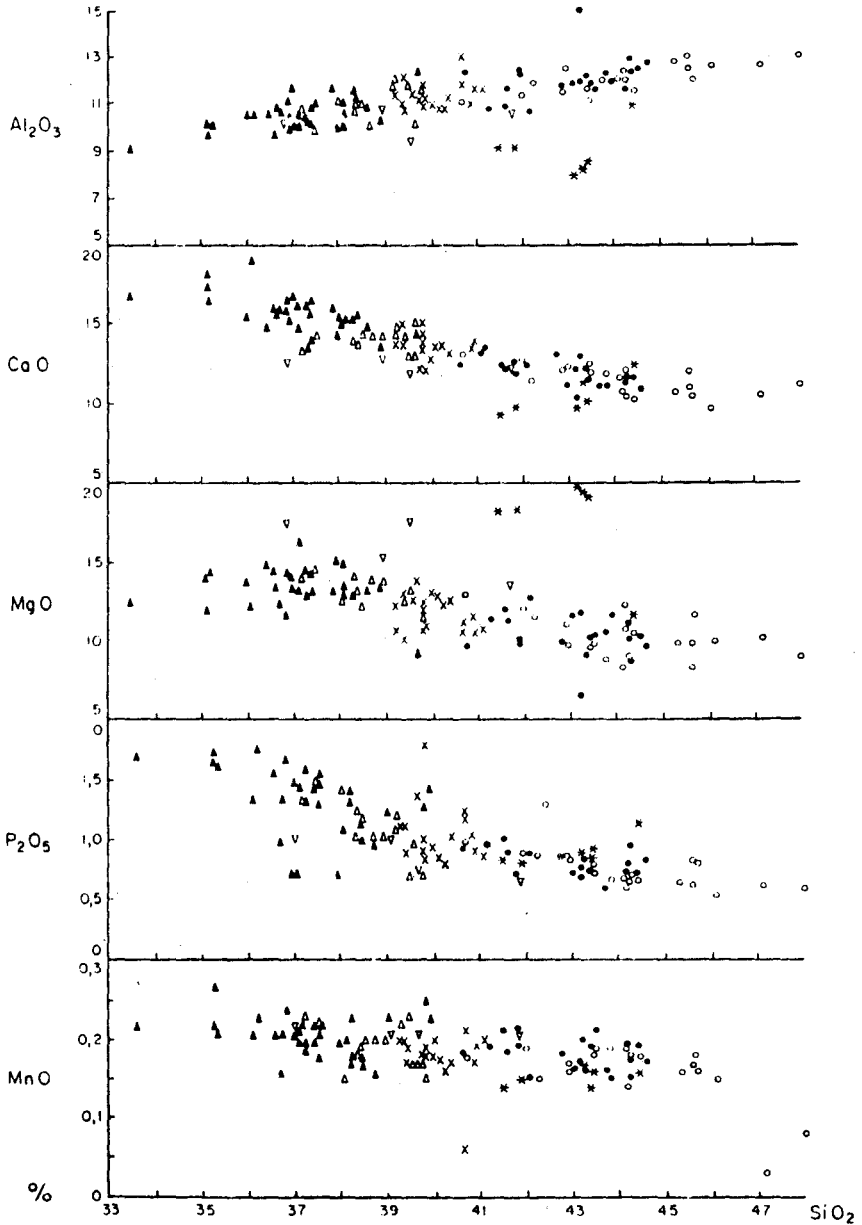


Fig. 10. Diagramas SiO₂. Elementos mayores.

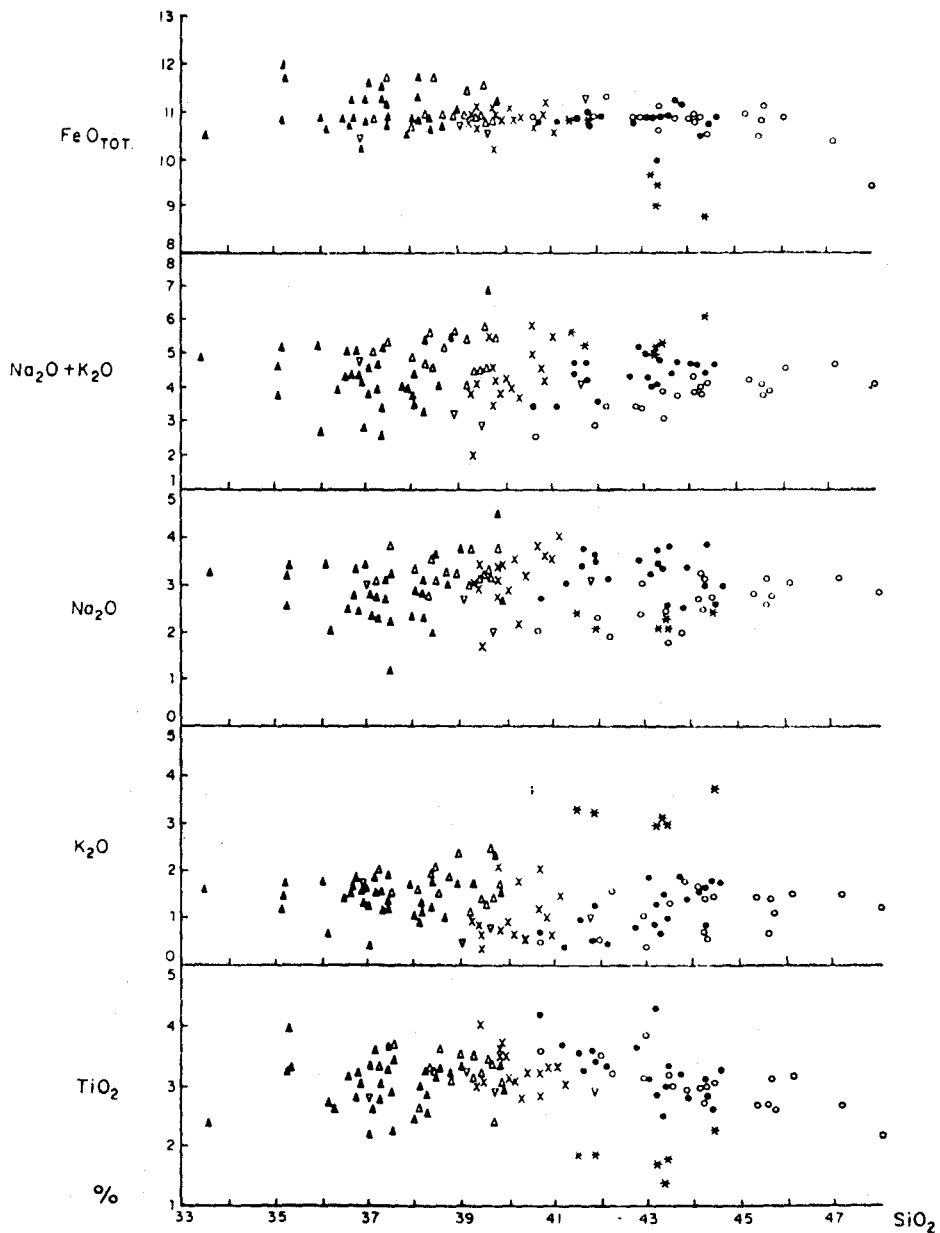


Fig. 11. Diagramas SiO_2 . Elementos mayores.

6% para las melilititas olivínicas, 4,5% a 6,5% para melilititas olivínicas nefelínicas, 5,5% a 7,5% para nefelinitas olivínicas, 6% a 9% para basanitas y 6,5% a 10% para basaltos (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 condríticos, 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^o a 1.250^oC con contenidos elevados de H₂O en el manto y, en el caso de las melilititas olivínicas además CO₂ en el manto y, en el caso de las melilititas olivínicas además CO₂, en proporciones importantes. El paso melilititas olivínicas, nefelinitas olivínicas, basanitas, basaltos olivínicos alcalinos podría así mismo reflejar una disminución de la profundidad de generación.

Dentro de la Región Volcánica Central Española, la Hoja de Piedrabuena ocupa una posición marginal (extremo NO) y en ella nefelinitas olivínicas y melilititas olivínicas son las rocas mayoritarias (67%), siendo además los basaltos modales, en buena parte basanitas desde el punto de vista geoquímico. Esta distribución encaja perfectamente en el modelo de ANCOCHEA (1983) en el que en las zonas centrales de la región volcánica aparecerán las rocas formadas por mayor grado de fusión parcial y/o menor profundidad (basaltos y basanitas), mientras que hacia los bordes de la región se concentrarán las generadas por menor grado de fusión y/o mayor profundidad (nefelinitas olivínicas y melilititas olivínicas), al atenuarse hacia la periferia las posibles anomalías mantélicas causantes del volcanismo. La aparición en estas zonas centrales de nefelinitas olivínicas y melilititas olivínicas, formadas por menor fusión y/o menor profundidad, mezcladas con los basaltos y basanitas puede justificarse por una variación en el tiempo de dicha anomalía mantélica, que, para una misma zona, podría ser de menos entidad tanto al comienzo como al final del proceso magmático.

5. HISTORIA GEOLOGICA

En este capítulo se da una visión generalizada de la evolución geológica del sector, teniendo en cuenta la información obtenida en la realización de Hojas próximas del plan MAGNA y la derivada de la bibliografía existente.

La sucesión del Precámbrico superior y Cámbrico inferior presenta diferencias apreciables en las diferentes estructuras en que aflora, pero en conjunto pueden diferenciarse tres grupos deposicionales o unidades tectosedimentarias separados por discordancias (HERRANZ *et al.*, 1977, SAN JOSE, 1984 y Grupo de trabajo MAYASA-IGME com. per.).

- Grupo inferior, del Domo Extremeño o «Alcudiense inferior». Rifeense superior-Vendiense Inferior.
 - Discordancia Oretánica.
- Grupo intermedio, de Ibor-Navalpino o «Alcudiense superior», de edad Vendiense medio-superior.
 - Discordancia Cadomiense.
- Grupo superior, de Valdelacasa o «Pusiense» y series del Cámbrico inferior (Azorejo, Navalucillos, etc.). Vendiense superior-Cámbrico inferior.
 - Discordancia Sárdica.

En el área ocupada por las Hojas de Castilblanco, Herrera del Duque, Puebla de Don Rodrigo y Casas del Río la sedimentación del Grupo inferior se realiza con ambientes de talud-cuenca con desarrollo de facies desorganizadas y facies turbidíticas de abanicos submarinos profundos, situándose las facies más distales hacia el norte. Estos materiales son posteriormente deformados depositándose el grupo intermedio discordante sobre los materiales anteriores, en ambientes de plataforma mixta terrígeno-carbonatada abierta hacia el este-sureste, mientras que en el Anticlinal de Valdelacasa (Hoja de Puente del Arzobispo) hay sedimentación de facies turbidíticas: Fm. Estomiza y Series del Villar del Pedroso y río Uso probablemente equivalente de las Series de Torilejo y Valdehornos del Anticlinal de Ibor (SAN JOSE, 1984). Las deformaciones previas al depósito de la serie suprayacente, son de menor intensidad que las anteriores, si bien se detecta una discordancia angular entre los grupos intermedio y superior. La sedimentación de este último comienza localmente con el depósito de megaturbiditas, relacionadas con eventos sísmicos (Nivel de Fuentes), continuando en un dominio de talud-plataforma, sometido a numerosas oscilaciones del nivel del mar, que pasa a facies más someras de plataforma terrígena y carbonatada durante el Cámbrico inferior (Formaciones Areniscas del Azorejo y Calizas de los Navalucillos o de la Estrella). SAN JOSE (1984) señala para el conjunto Precámbrico superior-Cámbrico inferior, la existencia de una o varias cuencas con bordes activos cuyo relleno comienza por turbiditas y culmina con facies extensivas de plataforma somera, con varias reactivaciones que dan lugar a las discordancias citadas. Propone un modelo de ciclos sucesivos de fracturación-colmatación-extensión de facies someras, con predominio de movimientos en la vertical y episodios compresivos previos a cada etapa de fracturación distensiva, cada vez menos intensos

a lo largo del tiempo, de los que el más importante es la fase de deformación sellada por la discordancia Oretánica.

Se tiene evidencia de que la sedimentación continuó durante el Cámbrico inferior en los Montes de Toledo (Formación Soleras y Cortijos del Marianiense y Bilbiliense más inferior). Posteriormente y hasta la discordancia de la base del Ordovícico tuvo lugar un intervalo (Cámbrico medio y superior) sin sedimentación o con sedimentación hasta un nivel desconocido, seguido de la erosión vinculada a los movimientos de la fase sárdica. Esta fase tectónica dio lugar a la formación de amplios pliegues de direcciones variables, sin desarrollo de esquistosidad en las Hojas de Espinoso del Rey (16-27) y Anchuras (16-28). Dicha fase se relaciona normalmente con una tectónica de carácter extensional acompañada de movimientos diferenciales de bloques corticales, si bien algunos autores abogan por una tectónica compresiva en relación con antiguas zonas de desgarres seguida de fracturación en régimen distensivo. El vulcanismo fisural, subaéreo y explosivo, de composición dacítica detectado en las proximidades de la discordancia entre la Formación Cortijos y la Serie Púrpura en la Hoja 18-29 (Malagón) (ROIZ, 1979), estaría ligado a las primeras etapas de fracturación sárdica. Por otra parte la edad de estas deformaciones está comprendida entre el Cámbrico inferior y el Tremadoc, siendo la más probable Cámbrico superior, notablemente coincidente con la actividad ígnea en las zonas internas de la cadena (intrusiones de ortogneises).

El desmantelamiento de las estructuras generadas durante esta etapa da lugar a vacíos erosionales de diferente intensidad. Así los materiales del Ordovícico inferior se sitúan sobre diferentes términos del Cámbrico inferior y Precámbrico superior según zonas. En la zona estudiada la laguna estratigráfica de mayor amplitud se da en el sector ocupado por las Hojas de Castilblanco, Herrera, Puebla de D. Rodrigo y Casas del Río, en las que las Capas intermedias o Serie Púrpura yacen sobre materiales del Rifeense y Vendiense.

La sedimentación de las Capas intermedias (Hunnebergiense-Arenig.) se realiza sobre un paleorrelieve, probablemente controlado por la tectónica sárdica, cuyas directrices fundamentales son ONO-ESE a NO-SE, como lo demuestran la existencia de áreas sin sedimentación, con acunamiento de la serie sobre el paleorrelieve (Herrera del Duque), las direcciones de corriente paralelas y transversales al mismo y las variaciones de espesor y facies.

En conjunto hay una elevación relativa del nivel del mar que produce una megasecuencia transgresiva con *onlapping* sobre el paleorrelieve y aumento de la profundidad.

De muro a techo se pasa de barras arenosas y microconglomeráticas más o menos litorales (Piedrabuena, Casas del Río, Puebla de D.

Rodrigo, Castilblanco, Anchuras, Espinoso del Rey y Puente del Arzobispo) e incluso fluviales o costeras (Herrera del Duque, sector sur de Castilblanco y oeste de La Puebla) a facies de plataforma marina somera próxima al nivel de base del oleaje de tempestad.

En los sectores donde faltan las Capas intermedias (Herrera del Duque), las Cuarcitas Armoricanas del Arenig yacen directamente sobre el Precámbrico mediante la discordancia angular, sin embargo en las demás zonas la concordancia entre las dos series del Ordovícico inferior es total. La «discordancia Ibérica» de LOTZE (1956) tiene pues el significado de una disconformidad o ruptura sedimentaria.

Lo más destacable de la Cuarcita Armoricana es su gran extensión superficial que desborda los márgenes de sedimentación de las Capas intermedias, la constancia de las facies, su ordenación en megasecuencias *coarsening up*, así como su paso hacia arriba a sedimentos de plataforma dominada por el oleaje (Alternancias de Pochico del Arenig-Llanvirn.). La existencia y constancia de las facies está relacionada con el carácter transgresivo de la unidad en el contexto de un margen de cuenca extensivo. Las facies arenosas corresponden a barras depositadas en una plataforma somera por acción de corrientes inducidas por las mareas, vientos y oleajes. Se forman pues relativamente cerca de la costa y se desplazan hacia el continente a medida que asciende el nivel del mar. Las megasecuencias *coarsening up* deben relacionarse con progradaciones de las zonas arenosas de la plataforma sobre zonas más internas en periodos de gran aporte siliciclástico quizá relacionado con disminuciones de la velocidad de ascenso relativo del nivel del mar. Este dispositivo supone una cierta heterocronía de la Cuarcita armoricana y el diacronismo del límite entre ésta y las Alternancias de Pochico que representarían emplazamientos más distales en los que el agente dominante de transporte y sedimentación son las tormentas.

En el Ordovícico medio y superior pueden reconocerse una serie de unidades tectosedimentarias definidas mediante ciclos «regresivos» o megasecuencias de somerización por avance y progradación de las áreas sublitorales arenosas sobre la plataforma lutítica. Comienzan con depósitos de plataforma abierta y fondo anóxico evolucionando hacia facies arenosas sedimentadas por la acción de corrientes inducidas por las tormentas, que en el techo de las secuencias son más proximales con respecto a los campos de barras de mar somero de cuya destrucción proceden. El primer ciclo se desarrolla durante el Llanvirniense y Llandeilo inferior (Pizarras con *Neseuretus* y Areniscas de los Rasos). El segundo tiene una edad Llandeilo inferior-superior a Caradoc inferior (Pizarras Guindo o Botella, Serie de Transición y Cuarcitas Botella o de Cantera). El tercero es más complejo y consta de dos subciclos; el inferior tiene edad Caradoc (Pizarras intermedias o de Cantera y Bancos mixtos) y el

superior se desarrolla durante el Caradoc superior-Ashgill inferior (Parte superior pizarrosa de los Bancos mixtos y Calizas de Urbana) (ver 1.2.11). El límite entre estas unidades tectosedimentarias o megasecuencias es neto y la evolución de somerización paulatina lo que implica hundimientos de la cuenca o ascensos del nivel del mar relativamente rápidos. Durante el Ordovícico medio y superior existe actividad volcánica con emisión de productos básicos de composición basáltica que se intercalan en las facies más profundas; frecuentemente en la base de las secuencias (vulcanismos del Llanvirn. inferior en las Hojas de Puebla de Don Rodrigo y Casas del Río y del Caradoc inferior en la Hoja de Ciudad Real). Resulta sugestivo relacionar los ascensos relativos del nivel del mar con etapas de estiramiento cortical acompañadas de la salida de productos volcánicos basálticos fisurales.

En las Hojas de Piedrabuena y Casas del Río faltan los materiales paleozoicos situados por encima de los Bancos mixtos del Caradoc superior como consecuencia de los procesos erosivos posthercínicos (Mesozoicos y Terciarios). Sin embargo en el sector centro meridional del Campo de Calatrava (Hoja de Ciudad Real), en la región de Almadén y Sierra Morena Oriental se reconoce la existencia de los depósitos que constituyen el subciclo Caradoc superior-Ashgill y que culminan con la Caliza de Urbana. Este subciclo presenta ciertas peculiaridades al producirse un cambio importante en la sedimentación 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 discordancia de edad intraashgillense (próxima al límite Ordovícico-Silúrico) detectable en numerosos puntos de la Zona Centroibérica y Sistema Ibérico.

Esta discordancia se manifiesta como una discordancia erosiva en las áreas Sinclinales de Herrera del Duque y Guadarranque (Hojas de Herrera, Castilblanco y Puebla de Don Rodrigo) siendo la responsable de la laguna estratigráfica o vacío erosional que afecta a gran parte del Caradoc medio y superior y Ashgill inferior.

La sedimentación continúa durante el Ordovícico más superior (Ashgill superior), Silúrico y Devónico del área de Almadén, en ambientes de talud y plataforma abierta que evolucionarían a facies más someras, produciéndose en estos tiempos la mayor actividad volcánica prehercínica de la región. Se trata de un vulcanismo de carácter explosivo y composición basáltica que 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.

En el Sinclinal de Herrera del Duque (Hojas de Herrera, Castilblanco y La Puebla de D. Rodrigo) no existe vulcanismo de esta edad si bien

los sedimentos incluyen fracciones finas asimilables a materiales volcánicos resedimentados.

La primera deformación hercínica tiene su manifestación en esta zona como una discontinuidad estratigráfica que da lugar a la laguna que afecta al Devónico medio. Esta fase sin embargo es generadora de estructuras en las zonas internas de la Cadena.

Regionalmente se conoce la existencia de Carbonífero preorogénico (Dinantiense) en el Sinclinal de Guadalmez y postorogénico (Estefaniense). La edad de la fase principal de compresión hercínica, generadora de pliegues, esquistosidad, cabalgamiento y fallas debe situarse entre el Dinantiense y el Westfaliense superior (ver 2.3). Las estructuras originadas se ven modificadas por una segunda fase, de intensidad variable y edad no precisada (Carbonífero superior) a la que siguen la intrusión de los granitoides y fracturación tardihercínica (ver 2.2).

La zona carece de registro sedimentario mesozoico, paleógeno y mioceno inferior-medio. Lo más probable es que durante estos tiempos la región estuviera dominada por los procesos erosivos, subsiguientes a las etapas de fracturación derivadas de la actuación de las fases alpinas (Castellana y Neocastellana) en las que jugó un importante papel la reactivación de los accidentes hercínicos y tardihercínicos.

De esta manera la superficie de erosión de cumbres debió terminar de construirse durante el Paleógeno. En el Paleógeno superior 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.

Sin embargo los ciclos sedimentarios observables en los rellenos continentales de las cuencas existentes en la Submeseta meridional, son correlacionables con la génesis, de extensas superficies de erosión en la Llanura Manchega. 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 de Calatrava 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-80° a N-50°) y las submeridianas (N-160° a 180°).

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

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

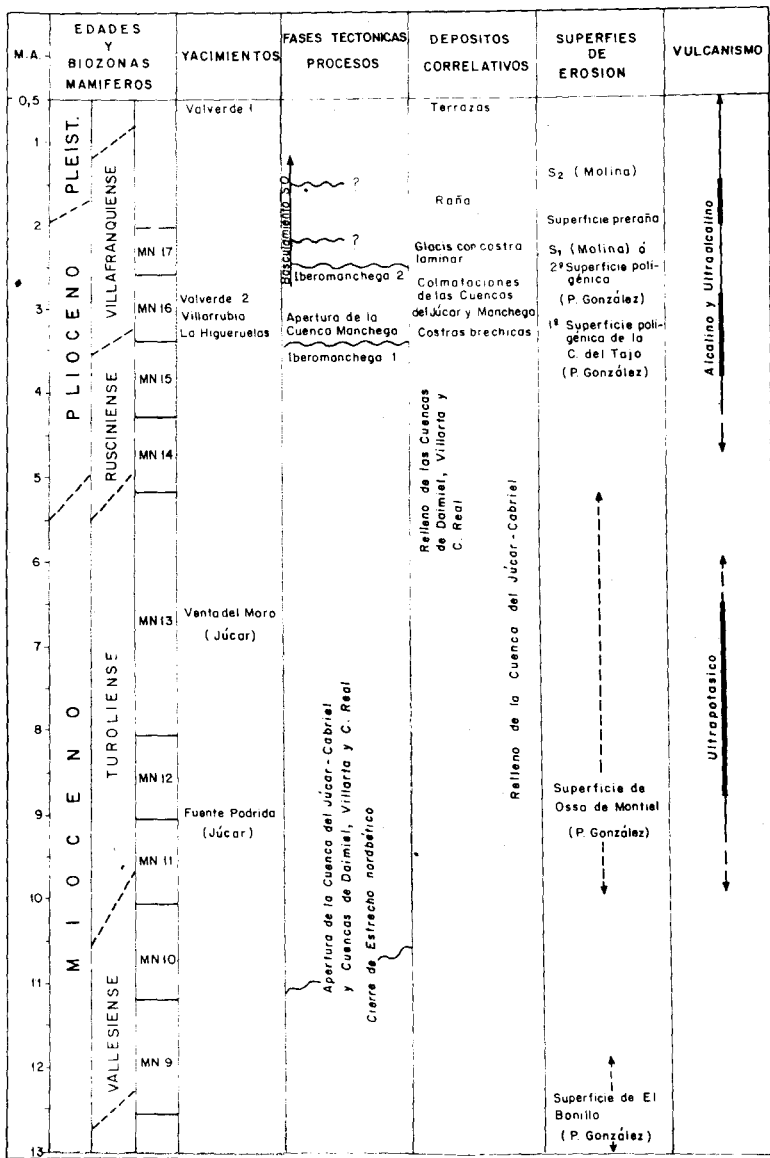
(olitostromas) a la Cuenca del Guadalquivir, durante el Tortoniense (Vallesiense-Turolense de la escala continental). Esta deformación y hundimiento de la corteza en dicho sector se traduce en la aparición de una protuberancia cortical en el antepaís (Meseta) situada a unos pocos cientos de kilómetros de los depocentros (PORTERO *et al.*, 1985). 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. La aparición del vulcanismo está en relación con grandes accidentes de zócalo de orientación NNO-SSE (160-170°) y con las fracturas hercínicas y tardihercínicas reactivadas paralelas al frente bético (familia de fallas ENE-OSO a E-O N70-80°).

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

Las Cuencas de Piedrabuena, Corral y Alcolea de Calatrava 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 local volcánica con emisión de carácter básico-ultrabásico, alcalino y ultrapotásico predominantemente explosivos, con acumulación de potentes depósitos hidromagmáticos, intercalados en la serie.

La fase Iberomanchega I, 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 bréichicas, precedida por una suave deformación de los materiales del Plioceno inferior, lo que da lugar en las zonas centrales de las cuencas, a una suave disconformidad entre éstos y los depósitos del Plioceno superior (Villafrangiense 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 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



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

(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 (S1), con karstificación del sustrato, que bisela las estructuras y está fosilizada por costras calcáreas laminares.

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 citada, se instala una nueva superficie de erosión o S2 (superficie inferior de la Llanura Manchega en nuestra zona) sobre la que se desarrollaron suelos rojos que fueron posteriormente erosionados, lo que favoreció el desarrollo de costras calcáreas en tiempos pleistocenos y aún más recientes.

Durante el Pleistoceno se produce el encajamiento de la red fluvial, con formación de secuencias de abanicos aluviales y de terrazas. Estas últimas están bien desarrolladas en el área del Campo de Calatrava y aguas abajo del mismo (Casas del Río, Puebla de D. Rodrigo) siendo sin embargo muy escasas en la Llanura Manchega.

Se tiene evidencia de que las erupciones volcánicas continuaron en el Campo de Calatrava (Ciudad Real, Piedrabuena, Almagro y Daimiel) después de la construcción de la superficie S2 y durante el depósito de las terrazas del Plioceno inferior, ya que tanto una como las otras están fosilizadas localmente por materiales volcánicos y deformadas por la actividad magmática.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

Se explotan de forma intermitente los óxidos de hierro que forman parte de la coraza ferralítica en el paraje de Los Altos entre el Cerro de la

Cabeza y el Río Guadalquivir. Se trata de minerales de escaso rendimiento, debido al alto contenido en sílice. Aparecen óxidos de manganeso asociados en parte a las citadas corazas.

Existen algunas canteras abandonadas que se beneficiaron de las calizas pliocenas de la unidad 2, en los alrededores de Picón.

Sin duda el material que ofrece mayor interés económico son los piroclastos de los edificios volcánicos estrombolianos para su utilización como puzolanas en la confección de hormigones ligeros. Explotaciones de este tipo se sitúan fuera de la Hoja, al sur, en la colindante de Ciudad Real. En la de Piedrabuena existen importantes reservas de estos materiales.

6.2. HIDROGEOLOGIA

Los materiales paleozoicos son prácticamente impermeables y sólo pueden dar pequeños resultados como acuíferos en las zonas fuertemente fracturadas de interés muy local.

En el Plioceno las unidades de fangos, arenas y conglomerados (20), constituyen un acuífero complejo y anisótropo del que cabe esperar pequeños caudales, dependiendo de la relación de los paleocanales con la zona de recarga y de la proporción de niveles detríticos gruesos/fangos en cada punto considerado.

Un acuífero de interés en la zona está formado por las calizas pliocenas (21) que forman parte del sistema 23.

La Hoja de Piedrabuena se sitúa en el extremo occidental del citado Sistema, en su zona de descarga hacia el Guadiana en la que además los materiales calcáreos tienen poco espesor y se encuentran en muchas zonas colgadas sobre el nivel actual de los ríos, por lo que las posibilidades acuíferas del sistema se ven reducidas con respecto a otros lugares de la Mancha. De todas formas en la Hoja existen un gran número de extracciones con explotaciones que oscilan generalmente entre 10 y 50 l/segundo.

Entre los materiales volcánicos sólo presentan interés apreciable los depósitos hidromagmáticos (19), tanto los intercalados en la serie plioceno como los recientes debido a sus extensas áreas de recarga, a la alimentación que procede de otros sistemas acuíferos y a su elevada permeabilidad.

Las terrazas presentan escaso interés debido a su discontinuidad y desconexión que limita las áreas de recarga y a la acumulación de arcilla en los horizontes texturales de los suelos que disminuye su permeabilidad.

Mención especial merecen las *fuentes agrias* y *hervideros*. Las pri-

meras están relacionadas con las corazas ferruginosas o conglomerados con cemento ferruginoso. Los elevados contenidos en óxidos de hierro les prestan un acentuado sabor. Los hervideros son fuentes de agua que llevan en disolución una gran cantidad de anhídrido carbónico que a veces se desprende de manera tumultuosa pareciendo «hervir» el manantial. Son últimos vestigios del pasado volcánico de la región. Existen fuentes intermedias con hierro y anhídrido carbónico.

7. BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E. (1971). Datos para la historia terciaria 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 paleomatemáticos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española». *Trab. Neógeno-Cuaternario*, 5. Miscelanea 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 Villanfranquienses de las Higuieruelas y Valverde de Calatrava II. (Campo de Calatrava. C. Real). Memoria presentada a la Excm. Diputación de C. Real (en prensa).
- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; G. LODEIRO, F.; IGLESIAS M.; M. CATALAN, J. R. y MARTINEZ GARCIA, E. (1973). Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el noroeste y centro de la Península Ibérica. *Studia Geologica* 6; pp. 29-48.
- ALIA MEDINA, M. (1945). Notas morfológicas de la región toledana. *Rev. Las Ciencias*, t. 10; pp. 95-113.
- (1963). Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. *Bol R. Soc. Hist. Nat.* 6; pp. 247-262.
- ALIA MEDINA, M.; CAPOTE, R. y HERNANDEZ ENRIQUE, J. L. (1971). Rasgos geológicos y tectónicos de la Sierra Morena Oriental y sus distribuciones meridionales en la transversal de Moral de Calatrava (Ciudad Real) a Villanueva del Arzobispo (Jaén). *I. Congr. Hispano-Luso-Americano de G. Económica*. T. I, Sec. 1, Geolog. pp. 3-17.
- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J.; FELGUEROSO, C. y QUINTERO, J. (1962). Estudio geológico de la región de Almadén. *Bol. I.G.M.E.*, 73; pp. 195-327.
- ALVARADO, A. y H. PACHECO, F. (1931). Memoria explicativa de la Hoja geológica n.º 784 (Ciudad Real). 1.ª serie. *I.G.M.E.*

- (1932). Memoria explicativa de la Hoja geológica n.º 759 (Piedrabuena). 1.ª serie. *I.G.M.E.*
- (1934). Memoria explicativa de la Hoja geológica n.º 760 (Daimiel). 1.ª serie. *I.G.M.E.*
- 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. 1.593-1.604.
- (1983). Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central. Tesis Doctoral. Univ. Compl. Madrid; pp. 1-675.
- (1984). Magmas primarios y diferenciados de la Región volcánica central española. *Rev. Nat. 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. *Estudios Geológicos*, V. 35; pp. 131-135.
- ANCOCHEA, E. y DEL MORO, A. (1981). 87Sr/86Sr. Ratios of basaltic rocks from Campos de Calatrava (Central Spain). *Estudios Geológicos*. V. 37; pp. 27-33.
- ANCOCHEA, E. y BRANDLE, J. (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. *Pub. IV Asamblea Nac. Geodesia y Geofísica*.
- (1982). ORIENT. Programa en FORTRAN para el cálculo de directrices en zonas volcánicas. Dpt. Petrol. U.C.M. (inérito).
- 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.
- ARBÉY, F. y TAMAIN, G. (1971). «Existence d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne). *C. R. Ac. Sc. Paris*, (ser. D), 272; pp. 1.721-1.723.
- BARD, J.P. (1965). Introduction a la geologie de la chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothèse sur les caractères de l'évolution géotectonique de cette chaîne. *Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn.* s.ª ser, 7 (4); pp. 323-337.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P. y RIBEIRO, A. (1972). Le precambrien de la Meseta Iberique *Serv. Geol. Maroc.*, 236: 316-335.
- BLATRIX, P. y BURG, J.P. (1981). «40 Ar-39 Ar dates from Sierra Morena (Southern Spain): Variscan metamorphism and Cadomian orogeny». *N. Jb. Miner. Mh.* pp. 470-478. Stuttgart.
- BOCHMANN, H.G. (1956). «Stratigraphie und Tektonik der zentralen Extremadura in Bereich von Cáceres und der Ostlichen Sierra de San Pedro (Spanien). *Diss. Math Naturw. Fak. Univ. Münster*. pp. 1-195.

- BONADONNA, F.P. y VILLA, J.M. (1984). Estudio geocronológico del vulcanismo de Las Higuieruelas. *I. Reun. Reg. Castilla-La Mancha* (Albacete).
- BOUYX, E. (1963). Extension des terrains ante-ordoviciens au sud de Ciudad Real (Espagne Meridionale). *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, pp. 339-341.
- (1967). Repartición vertical de pistas de trilobites en el Ordoviciense inferior de la provincia de Ciudad Real. *Notas y Comunicaciones I.G.M.E.*, 99-100; pp. 177-180.
- (1970). «Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. Inst. Geol. Min.* 73; pp. 1-263.
- BOUYX, E. y SAUPE, F. (1966). Precisions sur la limite Arenig.-Llandeilo dans l'ordovicien d'Almadén (Prov. C. Real, Espagne). *C. R. Acad. Sc. Fr.* 263, serie D; pp. 321-323.
- 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 10, 166 pp.
- (1905). Los volcanes de España. Ensayo de bosquejo sintético. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* n.º 5; pp. 335-342.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNANDEZ CASALS, M.^AJ.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VEGAS, R. (1977). «The Precambrian in the Central part of the Iberian Massif». *Estudios Geol.* 33 (4); pp. 343-355.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.^AJ. (1975). Las series anteordovicas del Sistema Central. *Bol. Geol. y Min.*, 86, 6: 581-596.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA y VEGAS, R. (1971). Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del E. de Cáceres. *Bol. Geol. y Mi.*, 82, 2; pp. 147-151.
- CAPOTE, R. y HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1971). Los materiales preordovicos de Despeñaperros (Sierra Morena Oriental). *Estudios Geológicos*, 27; pp. 64-67.
- CRESPO, V. (1972). La Reserva del Valle de Alcudia y su contexto geológico-minero en Sierra Morena Central. *Bol. Geol. Min.* 83 (2); pp. 174-180.
- CRESPO, V. y REY, J. (1972). Contribución al estudio del Valle de Alcudia. *Bol. Geol. y Min.*, 82, 6; pp. 512-515.
- CRESPO, V. y TAMAIN, F. (1971). Mise en evidence de niveaux carbonatés interstratifiés dans l'Alcudien de la Sierra Morena Centrale (Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 272; pp. 688-690.
- CROWE, B.M.; FISHER, R.V. (1973). Sedimentary structures in base-surge

- deposits with special reference to cross-bedding. Ubehebe craters. Death Valley, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 84; pp. 663-682.
- COULLAUT, L.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). I.G.M.E.
- DIEZ BALDA, M.A. (1980). La Sucesión estratigráfica del Complejo Esquistograuváquico al sur de Salamanca. *Estudios Geol.* vol. 36; pp. 131-138.
- DIEZ BALDA, M.^a A.; MARTINEZ CATALAN, J.R.; GONZALEZ LODEIRO, F. e IGLESIAS PONCE DE LEON, M. (1977). La deformación hercínica en los materiales paleozoicos y precámbricos al sur de Salamanca. *Studia Geologica.* 12; pp. 91-108.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1844). Basaltos. *Semanario Pintoresco.* Madrid.
- FERNANDEZ CARRASCO, J.; GARCIA PORTERO, J.; ORTEGA GIRONES, E. y SANCHEZ VIZCAINO, J. (1982). Mapa geológico de España 1:50.000 (MAGNA). Memoria de la Hoja 17-31. Abenojar. I.G.M.E.
- FERNANDEZ CARRASCO, J. y MOLINA, J. (1982). Mapa Geológico de España 1:50.000. 2.^a serie. MAGNA. Memoria de la Hoja n.º 782 (Valdemanco del Esteras). I.G.M.E.
- FISHER, R.V. (1977). Erosion by volcanic base-surge density currents: U-shaped channels. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 88; pp. 1.287-1.297.
- FONTBOTE, J.M. y JULIVERT, M. (1974). The Precambrian of the Iberian Peninsula. Precambrien des zones mobiles de l'Europe. Conference de Liblice (1972). pp. 175-188.
- FREY, F.A.; GREEN, D.H. y ROY, S.D. (1978). Integrated models of basalt Petrogenesis. A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia, utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrology* 19; pp. 463-513.
- GARCIA ABBAD, F.J. y MARTIN SERRANO, A. (1980). Precisiones sobre la génesis y la cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española). *Estudios Geológicos* 36; pp. 391-401.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1963). La existencia de pliegues en el complejo esquistograuváquico de la provincia de Salamanca. *Acta Geol. Hispánica*, 5, 4; pp. 105-108.
- GARCIA SAN SEGUNDO, J.; LORENZO, S. y VAZQUEZ, J. (1982). Mapa Geológico de España 1:50.000. 2.^a serie. MAGNA. Memoria de la Hoja n.º 781 (Siruela). I.G.M.E.
- GARZON-HEYDT, G. y GONZALEZ LODEIRO, F. y VEGAS, R. (1976). Estudio tectónico y microtectónico de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español. *Studia Geologica*, 10: 7-16.
- GEHRENKEMPER, I. (1978). «Rañas and Reliefgenerationen der Montes

- de Toledo in Zenfralspanien». Institutes fur Physische Geographie der Freien Universitat Berlin. Heft, 29; pp. 68-69.
- GIL CID, M.D. (1970). Contribución al estudio de la fauna del Ordovícico de los Montes de Toledo (Trilobites). *Estudios Geol.* 26; pp. 285-295.
- (1971). Nota sobre algunos Calymenaceos (Trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios Geol.* vol. 27; pp. 317-326.
- (1972). Sobre algunos Asaphidea (Trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios Geol.* vol. 28; pp. 98-101.
- (1972). Sobre los Phacopina del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios Geol.* vol. 28; pp. 143-153.
- GIL CID, M.D.; GUTIERREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C. y VEGAS, R. (1976). «El Ordovícico y Silúrico del sinclinal del Guadarranque-Gualija (prov. de Cáceres. España)». *Com. Serv. Geol. Portugal.* 60; pp. 17-31.
- GIL, I.; JULIVERT, M. y MARTINEZ, F.J. (1983). La evolución de la Cordillera Herciniana en el tiempo. *Libro Jubilar J.M. Ríos.* IGME; pp. 607-612.
- GIL SERRANO, G.; MONTESERIN, V.; NOZAL, F. y PEREZ LLORENTE, F. (1984). Fases de deformación y elementos de superposición en la parte occidental de los Montes de Toledo. *I. Congr. Esp. Geol. Segovia.* Tomo II; pp. 27-47.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1916). «Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo». *Trab. del Mus. Nac. Cien. Nat.* (serie Geol) 15, pp; 5-74.
- GONZALEZ REGUERAL, 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 ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971). Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E. de la provincia de Cáceres. *Estudios Geológicos*, vol. 27; pp. 177-180.
- GUTIERREZ MARCO, J.C.; CHAUVEL, J.; MELENDEZ, B.; 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.* V. 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; pp. 287-319.
- HAFENRICHTER, M. (1979). Palaontologische-okologische und lithofazie-lle 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 Sierra Morena) in Spain. Part II: The lower Ordovician sequence of Celtiberia. *N. Jb. Geol. Palaont Abh* 160 (1); pp. 138-148.

- HAMMAN, W. (1974). Phacopina und Cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien. *Senck. Leth.* 55 (1-5); pp. 1-151.
- HAMMAN, W. (1976). The Ordovician of the Iberian Peninsula in: The Ordovician system (M.G. Basset edit.). *Proc. Pal. Ass. Symp.* Birminham (1974). pp. 387-409.
- HAMMANN, W.; ROBARDET, M. y ROMANO, M. (1982). The Ordovician System in southwestern Europe (France, Spain and Portugal). *Pub. Internat. Un. Geol. Sci.* 11; pp. 1-47.
- HERNANDEZ ENRILE, J.L. y GUTIERREZ ELORZA, M. (1968). Movimientos Caledónicos (fases Salarica, Sárdica y Erica) en Sierra Morena occidental. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)* 66; pp. 21-28.
- 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. 96-114.
- (1927). Les volcans de la region 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, 236 pp.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1932). La región volcánica de Ciudad Real. *Publ. Soc. Geogr. Nac. serie B, n.º 3*; pp. 154-213.
- HERRANZ, P.; SAN JOSE, M.A. y VILAS, L. (1977). «Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle del Matachel». *Estudios Geol.*, 33 (4); pp. 327-342.
- HOYOS, M.; BONADONNA, F.P.; ANCOCHEA, E.; DE LA RUBIA, R. y MARFIL, R. (1984). Características geológicas del yacimiento de las Higuieruelas (Ciudad Real). *1.ª Reunión 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. Geol. y Geof.* pp. 1.291-1.318.
- I.G.M.E. (1971-1972). Mapa Geológico de España E 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Hojas n.º 52 (Talavera de la Reina), 53 (Toledo), 60 (Villanueva de la Serena) y 61 (Ciudad Real).
- JULIVERT, M. (1983). La evolución sedimentaria durante el Paleozoico y el registro de la deformación en la columna estratigráfica paleozoica. *Libro Jubilar J.M. Ríos, I.G.M.E.*; pp. 593-601.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBERO, A. y CONDE, L.S. (1972). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E 1/1.000.000. *I.G.M.E.*
- JULIVERT, M.; MARTINEZ, F.J. y RIBEIRO, A. (1980). «The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt». *Mem. B.R.G.M. n.º 108*. Coll C 6, 26 Congr. Geol. Internat. Geologie de l'Europe, du Précambriem aux bassins sedimentaires post-hercyniens; pp. 132-158.
- JULIVERT, M. y MARTINEZ, F.J. (1983). Estructura de conjunto y visión

- global de la Cordillera Herciniana. *Libro Jubilar J.M. Ríos*. I.G.M.E. pp. 612-631.
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1974). Nuevos datos sobre el Ordovícico del Sinclinal de Guadarranque (Cáceres). *Breviora Geol. Astúrica*, 18; pp. 57-61.
- (1983). El Ordovícico en el Macizo Ibérico. *Libro Jubilar J.M. Ríos*. I.G.M.E.; pp. 192-246.
- JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J.M. y MARTINEZ RIUS, A. (1983). La estructura de la parte SE de la zona Centroibérica con metamorfismo de bajo grado. *Libro Jubilar J.M. Ríos*, I.G.M.E.; pp. 477-490/
- LOTZE, F. (1956). Das Prakambrium Spaniens. *N. Jb. Geol. Palaont.* 8; pp. 373-380.
- LOTZE, F. (1958). Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums Geologie, 7 (36) 727-750. Traducción J. Gómez de Llarena. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, 61; pp. 131-164.
- (1960). «El Precámbrico en España». *Not. y Com. I.G.M.E.*, vol. 60; pp. 227-239. Trad. J.G. Llarena.
- (1966). Prakambrium Spaniens. *Zbl. Geol. Palaont. Teil 1* (5). pp. 989-1.006.
- LOTZE, F. y SDZUY, K. (1961). Das Kambrium Spaniens. T. 1: Stratigraphie. *Abh. Akad. Wiss. Lit. Math. Naturw* 6; pp. 285-498. Trad. en Memorias I.G.M.E. n.º 75; pp. 1-256 (1970).
- MACHENS, E. (1954). Stratigraphie und Tecktonik der sudostlichen Iberischen Meseta im Bereich des oberen Guadiana. *Diss. Math. Nat. Fak Univ. Munster*. pp. 1-173.
- MAESTRE, A. (1836). Nota sobre las formaciones basálticas de la Mancha. *Neves. Jahebuch*.
- (1844). Observaciones acerca de los terrenos volcánicos de la Península. *Bol. of Minas* n.º 103; pp. 1-119.
- MARTIN ESCORZA, C. (1974). Estudio geotectónico del Paleozoico inferior en los Montes de Toledo sur-orientales (Urda-Fuente el Fresno). Tesis Doctoral. Facultad de Geología. Universidad Complutense de Madrid.
- (1976). «Las Capas de Transición. Cámbrico Inferior y otras series preordovícicas (Cámbrico Superior) en los Montes de Toledo surorientales. Sus implicaciones geotectónicas». *Estudios Geol.* vol. 33; pp. 591-613.
- 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. *Estudios Geol.* vol. 33; pp. 57-80.
- MOLINA, E. (1974). Campo de Calatrava (En «Submeseta meridional. Campo de Calatrava» por E. Molina, E. Aguirre y J. Morales). *Coloquio Int. sobre bioestrat. cont. Neogeno. sup. y Cuaternario Inf. Libro Guía*, pp. 215-244.

- (1974). Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (C. Real). Tesis Doctoral. Fac. Ciencias U.C. Madrid, 347 pp.
- (1975). Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava. (Ciudad Real). *Trab. Neogeno-Cuaternario* 3; pp. 1-106.
- MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A. y AGUIRRE, E. (1972). Observaciones geológicas del Campo de Calatrava. *Est. Geol.* V. 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.
- MONTERERIN, V. (1984). Mapa Geológico de España 1:50.000. 2.ª serie. MAGNA. Memoria de la Hoja n.º 682 (Sevilleja de la Jara). *I.G.M.E.*
- MONTERERIN, V. y PEREZ ROJAS, A. (1984). Mapa Geológico de España 1:50.000. 2.ª serie. MAGNA. Memoria de la Hoja 653 (Valdeverdeja). *I.G.M.E.*
- MOORE, J.G. (1967). Base surge in recent volcanic eruption. *Bull.* Vol. 30; pp. 337-363.
- MORENO, F. (1974). Las Formaciones Anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa. *Bol. Geol. Min.*, 85, 4; pp. 396-400.
- (1975). Olistostromas fangoconglomerados y «slupm folds». Distribución de facies en la serie de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa (prov. Toledo, Cáceres y Ciudad Real). *Estudios Geol.*, vol. 31; pp. 246-260.
- (1977). Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Inédito.
- (1977). Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el Anticlinal de Valdelacasa y el valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico. *Estudia Geológica* 12; pp. 123-136.
- MORENO, F. y GOMEZ PEREZ, J. (1984). Mapa Geológico de España 1:50.000. 2.ª serie. MAGNA. Memoria explicativa de la Hoja n.º 683 (Espinoso del Rey). *I.G.M.E.*
- MORENO, F. y VEGAS, R. (1976). Tectónica de las series ordovícicas y silúricas en la región de Villanueva del Fresno (Badajoz). *Estudios Geol.* vol. 32; pp. 47-52.
- MORENO, F.; VEGAS, R. y MARCOS, A. (1976). Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia Sárdica en el Anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España). *Breviora Geol. Astúrica* 20 (1); pp. 8-16.
- MUÑOZ JIMENEZ, J. (1976). «Los Montes de Toledo». *Rev. de Geografía de la Universidad de Oviedo.* Instituto J.S. Elcano (CSIC).
- NOZAL, F. (1984). Mapa Geológico de España 1:50.000. 2.ª serie. MAGNA. Memoria de las Hojas n.º 681 (Castañar de Ibor) y 708 (Minas de Santa Quiteria). *I.G.M.E.*

- NOZAL, F.C. y INSUA, M. (1982). Mapa Geológico de España 1:50.000. 2.^a serie. MAGNA. Memoria de las Hojas n.º 734 (Villarta de los Montes) y 735 (Fontanarejo). *I.G.M.E.*
- 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. (1971). Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico. *Bol. Geol. y Min.* 82, 3-4; pp. 234-238.
- PARGA, J.R. y VEGAS, R. (1972). Problems and discussion on Precambrian Series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula). *Geol. Rdsch.*, 61, 1; pp. 44-68.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1979). El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trab. Neogeno-Cuaternario* n.º 9; pp. 23-26.
- (1981). Neogeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo. Tesis Doct. Univ. Complut. Madrid; pp. 1-787.
- PIEREN, A. (1985). Estudio estratigráfico de los materiales anteordovícicos del anticlinorio de Agudo-Valdemanco y de los materiales paleozoicos del sinclinal de Herrera del Duque. Tesis de Licenciatura. Dpto. Estratigrafía U.C. Madrid; pp. 1-221.
- PORTERO, J.M.; RAMIREZ MERINO, J.I. y ANCOCHEA, E. (1985). Mapa Geológico de España 1:50.000. 2.^a serie. MAGNA. Memoria explicativa de la Hoja n.º 760 (Daimiel). *I.G.M.E.* (en prensa).
- PORTERO, J.M.; RAMIREZ MERINO, J.I.; ANCOCHEA, E. y PEREZ GONZALEZ, A. (1985). Mapa Geológico de España 1:50.000. 2.^a serie. MAGNA. Memoria explicativa de la Hoja n.º 784 (Ciudad Real). *I.G.M.E.* (en prensa).
- PUSCHMANN, H. (1970). Das Palaeozoikum der nordleschen Sierra Morena am Beispiel der Mulde von Herrera del Duque (Spanien). *Geol. Dtsch.* 19 (3); pp. 309-329.
- QUIROGA, F. (1880). Estudio micrográfico de algunos basaltos de C. Real. *An. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* n.º 9; pp. 1-161.
- RAMIREZ Y RAMIREZ, E. (1955). «El límite Cámbrico-Silúrico en el borde noroccidental de los Montes de Toledo». *Not. y Com. del IGME*, vol. 40; pp. 53-87.
- RAMIREZ RAMIREZ, E. (1965). «El sinclinal del Guarranque (Cáceres)». *Estudios Geológicos*, vol. 11; pp. 409-436.
- RANSWEILLER, M. (1968). Stratigraphie und tektonik der Extremadura im Bereich der orte Herrera del Duque, Helechosa und Villarta de los Montes (Spanien). *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster*, pp. 1-100.
- REDLIN, K. (1956). Stratigraphie und Tecktonik in der mittleren Sierra Mo-

- rena in Bereich des Valle de Alcudia (Spanien). *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster*, pp. 1-192.
- REDONDO, E. y MOLINA, E. (1980). Bosquejo morfológico de la Cuenca del Río Bullaque (Ciudad Real). *Boletín Geológico y Minero*. T. XLI-III. pp. 471-480.
- ROBARDET, M.; VEGAS, R. y PARIS, F. (1980). «El techo del Ordovícico en el Centro de la Península Ibérica». *Studia Geologica* 16; pp. 103-121.
- ROIZ, J.M. (1979). La estructura y la sedimentación herciniana, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real-Puerto Llano. Tesis Univ. Complutense Madrid; pp. 1-254.
- SAN JOSE LANCHAS, M.A. DE (1980). Estudio estratigráfico de los materiales preordovícicos del Anticlinal de Navalpino (provincia de Ciudad Real y Badajoz). Memoria final beca Fundación Juan March. Madrid; pp. 1-154 (inédito).
- SAN JOSE LANCHAS, M.A. DE (1984). Los materiales anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino (Badajoz y C. Real, España Central). *Cuadernos de Geología Ibérica* n.º 9; pp. 81-117.
- SAN JOSE LANCHAS, M.A. DE; PELAEZ, J.R.; VILAS, L. y HERRANZ, P. (1974). Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo. *Bol. Geol. y Min.*, 85, 1; pp. 21-31.
- SAUPE, F. (1971). La serie Ordovicienne et Silurienne d'Almadén (prov. C. Real Espagne). Point des connaissances actuelles. *Mem. B.R.G.M.* 73; pp. 355-365. Brest.
- (1973). La geologie du gisement de mercure d'Almadén. *Sciences de la Terre*. Mem. n.º 29; pp. 1-342.
- SCHMITZ, H. y WALTER, R. (1974). Das Kambrium und das Tremadoc der Iberischen Halbinsel Bericht über neuere Untersuchungen (1965-1972). *Zbl. Geol. Palaont.* Teil 1, Jh. 1974, 1-2; pp. 72-124.
- TAMAIN, G. (1971). L'Ordovicien est marianique (Espagne). Sa place dans la province méditerranéenne. *Mem. B.R.G.M.* 73; pp. 403-416. Brest.
- (1972). Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne). These Univ. Paris. Sud. (Orsay) 3; pp. 1-870.
- (1975). El Alcudiense y la orogénesis Cadomiense en el sur de la Meseta Ibérica (España). *T. I. Centenario Real Soc. Esp. Hist. Nat.* 1; pp. 437-464.
- VEGAS, R. (1968). Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura. *Estudios Geol.* vol. 24; pp. 85-89.
- VEGAS, R. (1971). Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y S. de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el valle de Alcudia y en las Sierras de Cáceres y N. de Badajoz. *Estudios Geol.* vol. 27; pp. 414-425.
- (1974). Repartición de las series anteordovícicas del SW de España. *Bol. Geol. y Min.* I.G.M.E. 85 (2); pp. 157-170.

- (1975). Wrench (Transcurrent) faults systems of the South Western Iberian Peninsula. Paleogeographic and morphostructural implications. *Geol. Runds.* V. 64, n.º 1; pp. 266-278.
- VEGAS, R.; ROIZ, J.M. y MORENO, F. (1977). «Significado del Complejo esquistoso-grauváquico en relación con otras series "pre-arenig" de España Central». *Studia Geologica* 12; pp. 207-215.
- VEGAS, R. y ROIZ, J.M. (1979). «La continuación hacia el E de las estructuras hercínicas de las regiones de las Villuercas, Guadalupe y Almaden (zona Luso-Oriental-Alcudiana), *Tecniterrae* 28; pp. 1-5.
- VILAS, L.; HERRANZ, P.; SAN JOSE, M.A. y PELAEZ, J.R. (1981). El Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico inferior en el Sector Centro Meridional del Macizo Ibérico. *R. Acad. C. Ex. Fis. Nat. Programa Int. Correl. Geol.* pp. 76-93.
- VILAS, L.; PELAEZ, J.R. y ARCHE, A. (1979). «El Precámbrico del Anticlinorio de Ibor». Zona de la Calera (Cáceres). *Bol. R. Soc. Española de Hist. Nat. (geol.)* 77; pp. 141-152.
- WALTER, R. (1977). «Zwei geologische Traversen durch die südliche iberische Meseta, Spanien». *Münsters. Forsch. Z. Geol. u. Paläont.* 42; pp. 1-55.
- WATERS, A.C.; FISHER, R.V. (1971). Base surge and their deposits: Capelinhos and Talla Volcanoes. *Jour. Geophys. Research*, 76; pp. 5596-5614.
- WEGGEN, K. (1955). «Stratigraphie und Tektonik der sudlichen Montes de Toledo (Spanien). *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Münster.* 103 pp.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España