

EL MIOCENO MARINO EN EL AREA EXTERNA DE LA ZONA PREBETICA
(PROVINCIA DE ALBACETE)

1. Estado actual de los conocimientos sobre la extensión
(paleogeografía) del Mioceno marino en este área.

El Mioceno marino en el sector más externo de la zona Prebética aparece representado por un conjunto de afloramientos muy dispersos (fig.1), con potencias bastante variables de unos puntos a otros, existiendo una neta interrelación entre la distribución de dichos afloramientos con los diferentes dominios estructurales que constituyen la región. En una primera aproximación pueden distinguirse dos amplios conjuntos estructurales, a partir de los cuales se realiza el análisis de las formaciones miocenas:

- la zona correspondiente a la parte septentrional del Arco Cazorla-Alcaraz-Hellín, caracterizado por fracturas y pliegues que se curvan desde direcciones aproximadamente N-S al sur de Alcaraz hasta direcciones W-E e incluso algo SE a la altura de Peñas de San Pedro.
- el área oriental, dominada por estructuras de dirección NE-SW, aunque formando un mosaico complejo con fracturas de dirección NW-SE generadas posteriormente (fig.2).

La relación entre ambos dominios viene definida por una amplia zona de desgarre (fig.3) de carácter dextrógiro que bisela el Arco Alcaraz-Hellín con una dirección aproximada NNW-SSE.

Se toma como hipótesis de trabajo el que estos dominios estructurales estaban al menos esbozados durante la deposición de los sedimentos miocenos marinos. Nos basamos para ello en dos tipos de evidencias, esencialmente. Por una parte, los depósitos miocenos observados dentro del Arco Alcaraz-Hellín corresponden todos ellos, salvo para la zona inmediatamente

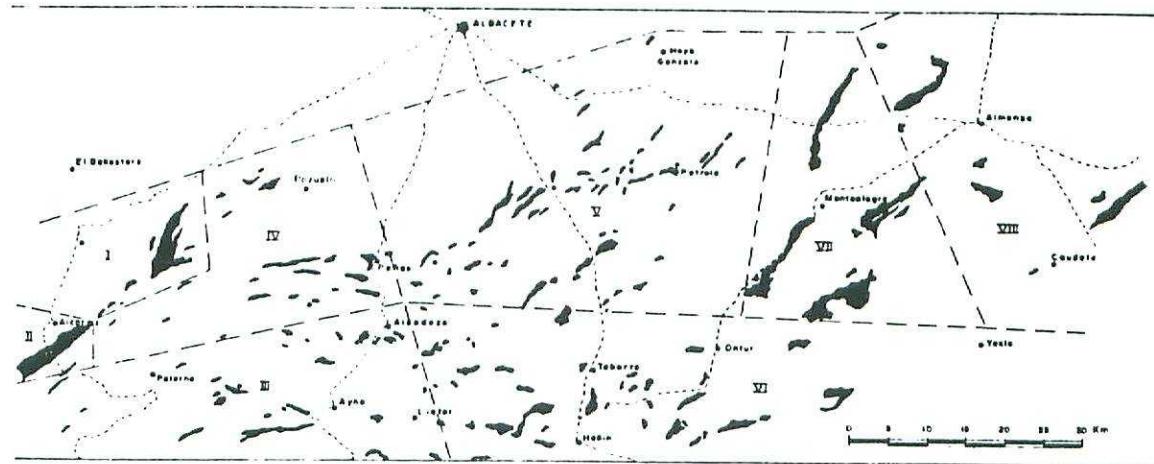


Fig.1.- Distribución de los afloramientos de Mioceno marino en el sector externo de la zona Pre-bética (prov. de Albacete)

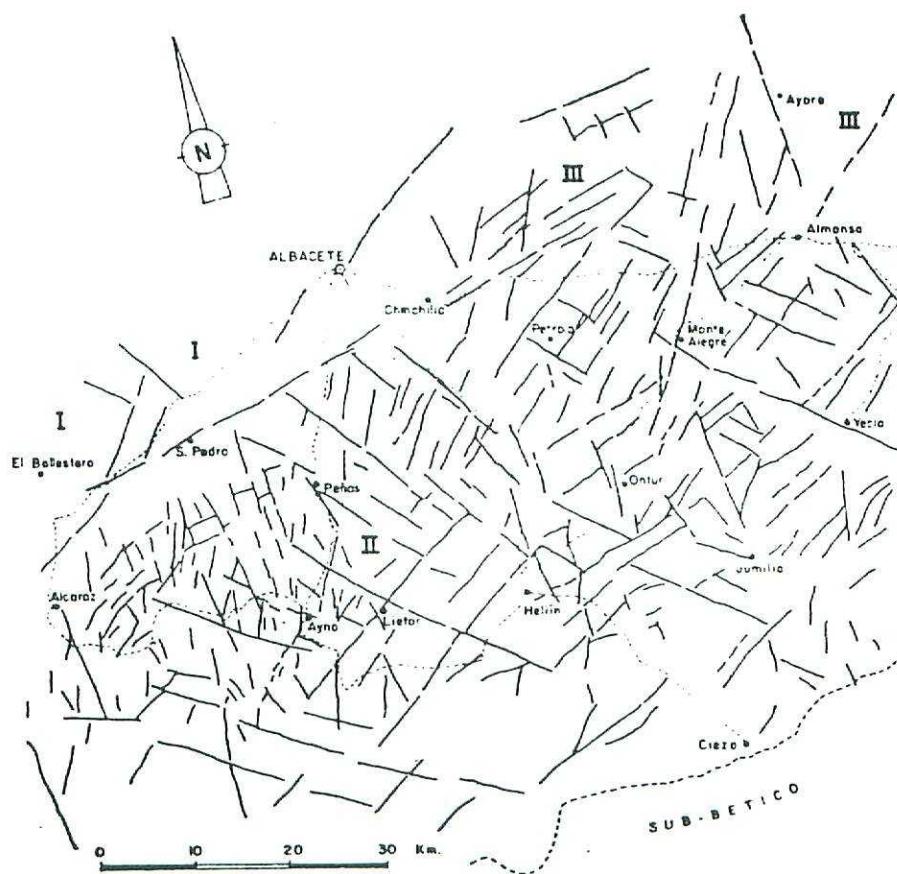


Fig.2.- Esquema estructural a partir de imagen Landsat

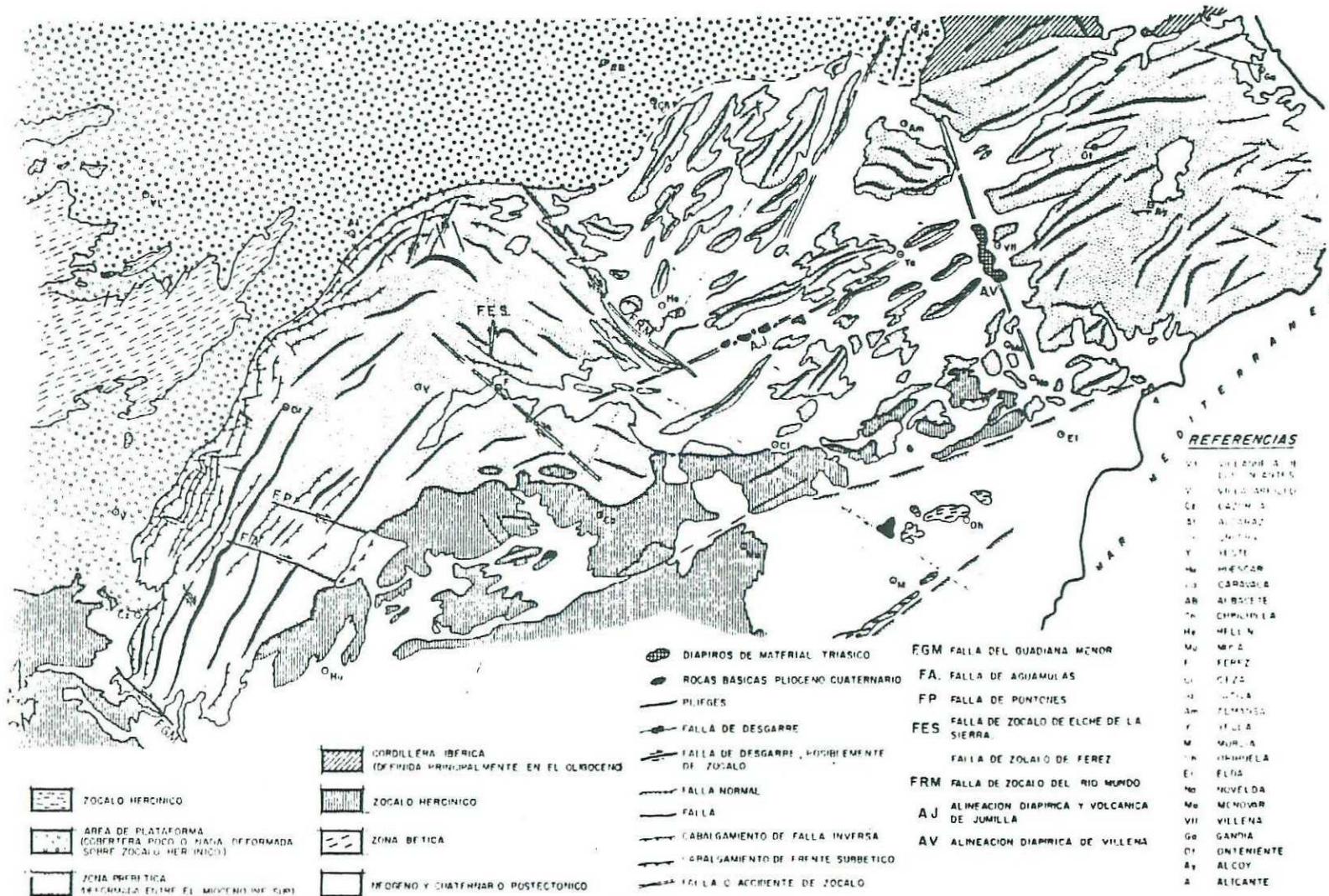


Fig.3.- Esquema geológico-estructural del Prebético y relación con zonas adyacentes.

al sur de Alcaraz (Meseta de Vianos), a facies de carácter muy somero (litoral, plataforma interna) y constituyen usualmente sucesiones poco potentes. Estas características cambian de forma sustancial en la zona de desgarre antes señalada y hacia el este, con aparición de sucesiones más potentes, desarrollo de algunos términos netamente pelágicos e incluso facies de talud algo desarrolladas. El área oriental presenta una paleogeografía de surcos controlados estructuralmente y rellenados por secuencias margosas y calcareníticas finas con espesores que en algunos casos son próximos a los 300 m. (ARIAS, 1977). Es a favor de uno de estos surcos donde se localiza el afloramiento de Mioceno marino más septentrional, en las proximidades de Hoya-Gonzalo, ya dentro del Macizo de Chinchilla de Montearagón.

El aumento de potencia en las series miocenas de la parte oriental del Prebético en relación con las series incluidas en el Arco Alcaraz-Hellín queda puesta de manifiesto por algunos valores comúnmente observados en la primera de estas zonas. Así, series como la de la Sierra del Mugrón (Almansa), Cerro del Arabí (Montealegre), Muela de Peñarrubia (Hellín) o los datos obtenidos mediante sondeos en los surcos antes citados aparecen caracterizados por espesores que superan ampliamente los 150 m., hecho que resulta mucho más acusado cuanto más al sur, dentro de la denominada zona Prebética interna y límite Prebético-Subbético (Sierras del Carche o la Umbría en la zona de Pinoso; cuenca de Calasparra, etc.).

En cualquier caso, a pesar de esta tendencia general en el reparto de las sucesiones miocenas entre las dos zonas señaladas, la distribución, tanto de la importancia del registro mioceno como de litofacies, es muy irregular no existiendo una clara jerarquización de ambientes deposicionales a lo largo de perfiles teóricos en la cuenca. Como conclusión preliminar, que será más desarrollada posteriormente, se indica que la sedimentación marina durante el Mioceno estuvo ampliamente condicionada en esta región por las características

paleogeomorfológicas del relieve pre-Mioceno, establecidas en gran medida por la fase tectónica del Chattense superior-Aquitaniense inferior (JEREZ MIR, 1973; RODRIGUEZ ESTRELLA, 1977), así como por los diversos movimientos que tuvieron lugar a lo largo del Mioceno inferior y medio. El reflejo de estos movimientos tectónicos contemporáneos con la sedimentación del Mioceno marino no queda claramente evidenciado en la parte más septentrional del borde Prebético aunque, por el contrario, queda plasmado en discordancias intramiocenas y rellenos cuencales en forma de discordancias progresivas en zonas más internas (áreas de Minateda, Jumilla y Pinoso) (CALVO, 1978; CROESE, 1983).

De acuerdo con ello, el registro sedimentario en facies marina en estas áreas meridionales aparece representado por dos o más unidades tectosedimentarias (UTS) o, expresado en términos con cierta similitud en cuanto a análisis cuencal, por dos o más secuencias deposicionales. El mejor y más completo de los registros de Mioceno marino en la zona externa de las Béticas es sin duda el obtenido mediante sondeos offshore del Mediterráneo (SOLER et al., 1983), confirmado así mismo en trabajos de síntesis del Neógeno en tierra (MEGIAS et al., 1983). Señalaremos para una posterior correlación con nuestros datos las principales unidades tectosedimentarias distinguidas por los citados autores. Estas son las siguientes:

- UTS Ne-0 : comprende el Oligoceno terminal/Aquitaniense.
- UTS Ne-1 : comprende el Aquitaniense superior/Burdigaliense inferior.
- UTS Ne-2 : comprende el Burdigaliense medio-superior y gran parte del Langhiense.
- UTS Ne-3 : comprende el Langhiense superior, todo el Serravallense y el Tortoniense más inferior.
- UTS Ne-4 : comprende la mayor parte del Tortoniense y el Messiniense inferior.
- UTS Ne-5 : comprende el Messiniense y gran parte del Plioceno.
- UTS Ne-6 : Plioceno superior/ Cuaternario.

Las pautas mayores de este esquema estratigráfico, incluyendo las características de evolución tectosedimentaria de algunas de las unidades, tienen su reflejo en la zona considerada en este informe, aunque con las particularidades debidas a su posición marginal dentro de la cuenca Neógena contemplada en su conjunto. Este hecho condiciona el que el registro neógeno en el Borde Prebético sea muy parcial, con presencia neta de tan sólo algunas UTS, además del carácter exclusivamente continental de las facies a partir del Tortonense.

Una primera dificultad en la delimitación estratigráfica de los depósitos miocenos del área más externa del Prebético reside en la común ausencia de sedimentos con contenido bioestratigráfico que permita una suficiente precisión y fiabilidad en las dataciones. Los únicos depósitos que permiten esta definición cronoestratigráfica son los escasos tramos margosos con foraminíferos planctónicos que aparecen intercalados en las sucesiones con predominio de biocalcareitas. Estas últimas presentan faunas en principio banales a efectos de datación o, al menos, la compacidad del material impide una definición clara de los bioclastos a nivel específico.

Así, los únicos tramos margosos localizados en la parte occidental del área corresponden a la sección de la Meseta de Vianos (fig.4), justo al sur de Alcaraz, donde los niveles de margas han suministrado una abundante fauna de foraminíferos planctónicos y bentónicos, junto con silicoflagelados, radiolarios y espículas de esponjas. La asociación faunística ha sido publicada en USERA et al. (1979). Los niveles margosos quedan datados en este punto como Serravallense superior, tránsito a Tortonense basal. Esta datación presenta una cierta discrepancia con la señalada en IGME (1980), donde la asociación obtenida es atribuida al Tortonense-Andaluciense inferior. Dicha edad es, en nuestra opinión, excesivamente alta teniendo en cuenta la evolución de los ciclos sedimentarios miocenos en el conjunto de la región (CALVO et al., 1978).

ESTE EST. SCR	TRAMO	NIVEL	FAUSTI	SERIE DE VIANOS		ESTRUC SEDIM	DESCRIPCION LITOLOGICA	TEST	HOJA PER 80 79	Nº 841	ALCARAZ	FIG 13
				COLUMNA	% TERRIG 80 40 60 80							
TORTONIENSE INFERIOR	45	3					Biocalcarenitas con terrígenos	0			Textularia sp. Ammonia sp. Elphidium sp. Cibicides sp.	
	30	2					Intercalaciones de niveles calcáreos con bioturbación	W			G.pseudopachyderma Globorotalia acicula G.cf.miozea G. obesa G.humerosa G.incorrupta G.pr.acostuensis-humerosa Globigerina apertur. G.bulloides G.falconensis Globigerinoides alliaperturus Bastigerina grasiaphonifera	Espesor de los niveles bioturbados
	15						Margas calcáreas blancas con foraminíferos				Globigerina sp. Textularia ? Gyroirinoides ? Ammonia beccarii	Tramo cubierto
		4					Calizas margosas arenosas blandas	0			Elphidium, crispum Amphistegina sp. Ammonia sp. Brizalina sp. Textularia sp. Globigerina sp. Globorotalia sp. Orbulina sp.	Tramo cubierto
							Biocalcarenitas con cantos de cuarcia y dolomía	0				
	0	M					Brecha basal Dolomios	P				Estructura masiva

Fig.4.- Sección de la Meseta de Vianos, con lista faúnica de los tramos margosos.

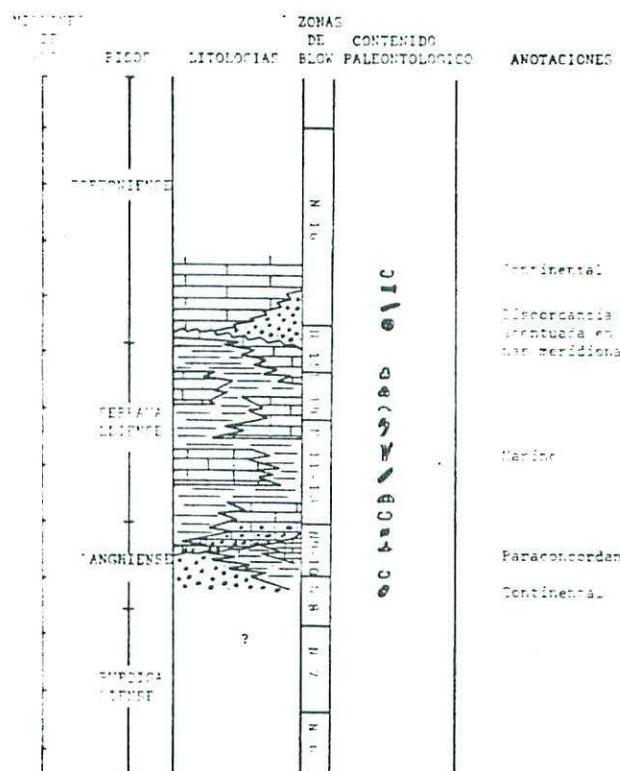


Fig.5.- Esquema estratigráfico del Mioceno en el Prebético de Albacete.

En el resto de las sucesiones miocenas de la parte septentrional del Arco Alcaraz-Hellín no vuelven a aparecer niveles margosos similares que permitan una datación precisa. Esta situación se mantiene hasta la zona de desgarre señalada más arriba, en la que sucesiones como la de Peñas de San Pedro, Fuente Albilla, Casa Retama o Muela de Peñarrubia presentan niveles margosos con fauna de foraminíferos planctónicos correspondiente al Serravalliene (USERA et al., o.c.). Por su parte, las dataciones obtenidas en las sucesiones miocenas marinas hacia el este de la línea Peñas de San Pedro-Hellín oscilan entre el Langhiense superior y el Serravalliene, no encontrándose, salvo en puntos muy localizados, criterios geométricos o de superposición de litofacies que conduzcan a pensar en ciclos sedimentarios diferenciados.

En conclusión, se puede afirmar que los sedimentos miocenos en facies marinas presentes en el área septentrional del Prebético quedan incluidos en una única Secuencia Depositional que abarcaría la parte superior del Langhiense, el conjunto del Serravalliene y parte del Tortoniano inferior, siendo por tanto correlacionable o equivalente a la UTS Ne-3 de SOLER et al., (1983). La distribución de esta secuencia deposicional en escala cronoestratigráfica aparece representada en la figura 5 (zonas N9-10 a zona N15 de Blow). En dicha figura queda además reflejada la común variabilidad espacial de litofacies a lo largo de la zona en función de las características del paleorrelieve pre-Mioceno y la paulatina expansión marina a lo largo del Mioceno medio. Este carácter transgresivo o de mayor extensividad relativa de la unidad presenta un carácter general en el borde mediterráneo (MONTENAT, 1973; SOLER et al., 1983), con invasión marina de relieve mesozoicos hasta ese momento no cubiertos durante el Neógeno.

La evidencia de una secuencia deposicional previa a la anteriormente señalada no puede ser obtenida salvo en áreas muy meridionales (Hellín, Pinoso,...), donde afloran sedimentos miocenos de edad Aquitaniense-Burdigaliense, muy a menudo dis-

cordantes (sección de Minateda) o en paraconcordancia relativa bajo los sedimentos miocenos más modernos. De igual manera, es en estas áreas meridionales donde aparecen, generalmente de forma localizada, los depósitos correspondientes a la secuencia deposicional del Mioceno superior (Tortonense-Messiniense). La particularidad de esta secuencia suprayacente reside en el carácter predominantemente continental de las facies que configuran el relleno de cuencas generadas distensivamente tras una fase de compresión y retirada del mar en la mayor parte del Prebético (CALVO et al., 1978). Las secciones más representativas de estas sucesiones continentales se encuentran en la Cuenca de las Minas de Hellín y en la cuenca de Híjar, con espesores que se aproximan a los 500 metros. La subdivisión de esta sucesión en dos secuencias deposicionales y su relación con el vulcanismo del Prebético meridional ha sido analizada por CALVO y ELIZAGA (1985).

La fase compresiva señalada en el párrafo anterior queda particularmente patentizada en el área de fallas inversas de bajo ángulo presente en la parte frontal del Prebético Externo, en las proximidades de Alcaraz (zona frontal del Arco Alcaraz-Hellín) (LINARES GIRELA y RODRIGUEZ ESTRELLA, 1973; ALVARO et al., 1975). Esta zona de fallas inversas evoluciona en zonas más internas a una estructura de cabalgamientos y pliegues (ALVARO et al., o.c.). Es característica la inclusión en forma de pinzaduras de los sedimentos miocenos marinos dentro de las escamas, lo que infradata la fase compresiva al menos como Tortonense inferior. Esta inclusión de los depósitos miocenos en la estructura del frente de escamas es detectable tanto en afloramiento como en profundidad, tal como ponen de manifiesto los sondeos realizados en la construcción del Túnel del Talave.

Frente a la disposición del Mioceno en afloramientos discontinuos dentro de la zona de escamas, la zona de cobertura tabular situada inmediatamente al norte se presenta recubierta

por afloramientos de Mioceno marino más extensos (Meseta de Vianos, Ituero, Pozuelo, San Pedro) y tan sólo débilmente plegados. El registro estratigráfico aquí es por tanto más completo, evidenciándose sin embargo algunas diferencias importantes en cuanto a espesor de unas series a otras, hecho que interpretamos debido no sólo a desmantelamientos posteriores sino también al control paleogeomorfológico y diferencias en cuanto a tasas de subsidencia de unos puntos a otros dentro de zonas geográficamente reducidas.

Señalaremos por último en este apartado que los afloramientos citados en el área de cobertura tabular así como los señalados de forma muy localizada en el Macizo de Chinchilla de Montearagón (Hoya Gonzalo) y más al este entre Almansa y Alpera, constituyen los afloramientos de Mioceno marino más externos observados. Tanto por sus litofacies como por su posición en el conjunto estructural, pensamos que dichos afloramientos reflejan aproximativamente las líneas de máxima extensión paleogeográfica del Mioceno marino en este área. Por su parte, los sondeos realizados algo más al norte no ponen netamente de manifiesto la presencia de niveles miocenos marinos. Alguna referencia sobre posibles niveles de esta edad en las proximidades de la ciudad de Albacete no han podido ser confirmados.

2. Litofacies y evolución sedimentológica.

Los depósitos del Mioceno marino en el área externa del Prebético presentan un conjunto de litofacies relativamente restringido, representado por el predominio de la sedimentación carbonatada de carácter bioclástico, así como por facies de carácter mixto carbonático-terrígeno. Como se ha indicado previamente, la repartición de litofacies no presenta, a nivel cuencal, una distribución netamente jerarquizada. Por el contrario, la deposición aparece controlada por las características paleogeomorfológicas del relieve pre-Mioceno, las cuales definen un entramado de cuencas menores. Es por ello posible encontrar depósitos muy similares a lo largo de áreas geográficamente muy separadas.

Ese hecho explicaría la amplia repartición de sedimentos de carácter muy somero (dominio litoral-plataforma interna), que se repiten de forma muy constante tanto en las zonas más externas del Prebético como en posiciones más meridionales dentro del Prebético interno. Tan sólo una cierta polaridad norte-sur hacia mayor frecuencia de sedimentos finos de plataforma externa en las proximidades del límite Prebético-Subbético puede ser resaltada aunque, como ya se ha esbozado anteriormente, esta misma polaridad se observa desde la parte occidental (Arco Alcaraz-Hellín) hacia el este en función del diferente comportamiento estructural de los dominios ya durante el Mioceno.

Se describen a continuación algunas de las secciones más representativas del Mioceno marino en la parte más externa del Arco Alcaraz-Hellín, desde las proximidades de Alcaraz hasta Peñas de San Pedro, haciendo mención así mismo de otros afloramientos más septentrionales de la zona situada al este de dicho Arco (Fig.6). Un examen más exhaustivo de los afloramientos de este área, así como de los depósitos miocenos más al sur, se recogen en CALVO (1978).

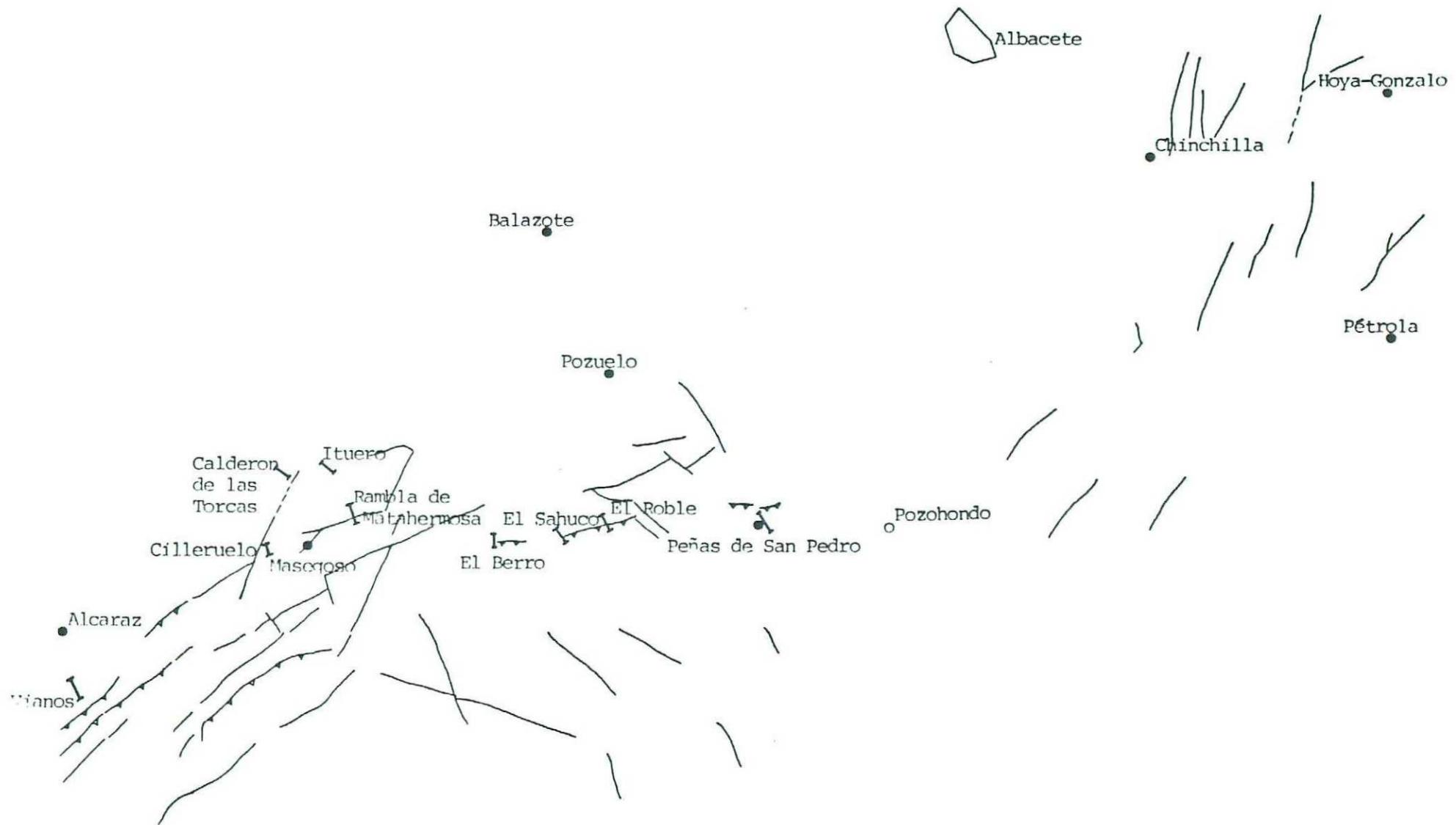


Fig.6.- Situación de las secciones descritas en el texto.

Serie de la Meseta de Vianos

Situación en figura 6.

Descripción de la serie (fig.7) :

Tramo 1 : Brecha de clastos dolomíticos y, en menor proporción, cantos cuarcíticos, dispuesta en discordancia angular y erosiva sobre dolomías del Lías. La brecha es discontinua y supera escasamente 1 metro de espesor. Clastos en parte perforados. Matriz terrígeno bioclástica. Evoluciona en vertical a packstones y grainstones bioclásticos con Algas rojas, briozoos y bivalvos, con litoclastos y cuarzo. Localmente hay concentraciones de valvas de Ostreídos. El depósito presenta hacia su parte superior estructuras tractivas.

Tramo 2 : paso gradual a calizas bioclásticas de grano fino, arenosas y bioturbadas que, a su vez, pasan a una sucesión de margas blancas masivas u horizontalmente laminadas, con abundantes foraminíferos planctónicos y bentónicos, radiolarios, silicoflagelados, espículas de esponjas y radiolas de equinídos. A techo, las margas presentan incremento de terrígenos y fuerte bioturbación.

Tramo 3 : paso rápido a calizas bioclásticas arenosas (20-30% de cuarzo) con estratificación cruzada a gran escala. Consisten en grainstones de briozoos, algas rojas, equinídos, bivalvos y foraminíferos bentónicos

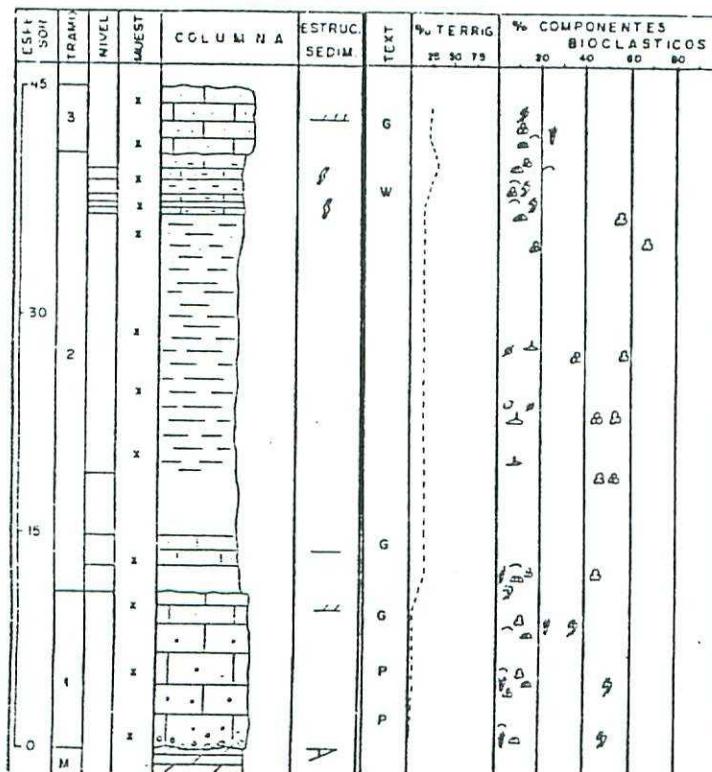


Fig.7.- Serie de
la Meseta de Vianos

Otras series presentes en la zona del frente de escamas o inmediatamente adyacentes a ella no presentan el tramo margoso observado en Vianos. La potencia de estas series es, sin embargo, de una magnitud similar a aquella serie y presentan una evolución sedimentaria bastante análoga. Las series que se describen corresponden a la hoja de Robledo.

Serie de Cilleruelo

Situación en figura 6.

Descripción de la serie (fig.8) :

Tramo 1 : Conglomerado de cantes de cuarcita, en menor proporción dolomías, en discordancia angular y erosiva sobre Dolomías y margas del Lías. El conglomerado es grueso (centímetro 17 cm., Tm 4-5 cm.), con cicatrices erosivas internas. Presenta matriz biocalcarenítica, con equinidos, bivalvos y gruesas colonias de *Lithothamnium* y algunas secciones de foraminíferos. Su espesor alcanza los 8 metros.

Tramo 2 : en paso rápido desde el tramo anterior. Sucesión continua de unos 20 m. de calizas bioclásticas arenosas (12-25% de cuarzo). Son depósitos de alta energía consistentes en grainstones con bioclastos diversos (briozoos, equinídos, algas rojas, bivalvos y foraminíferos bentónicos). Presencia de glauconita.

Serie del Calderón de las Torcas

Situación en figura 6

Descripción de la serie (Fig.9) :

Tramo 1 : conglomerado de cantos de dolomía y cuarcita, granosoportado, con selección gradada a techo en paso a arenas cuarzosas y bioclásticas con laminación oblicua. Orientación e imbricación de cantos.

Tramo 2 : nuevo nivel fino de cantos seguido por areniscas calcáreas con restos abundantes de Heterostegina, Pectínidos, Equinídos y Ostreídos. Localmente presentan estratificación cruzada de media escala.

Tramo 3 : calizas bioclásticas con cantos dispersos y terrígenos arenosos. Bancos con estructura masiva, localmente bioturbados. Hacia techo presentan estratificación cruzada de bajo a medio ángulo. El tipo textural más frecuente son rudstones de gruesas colonias de Algas rojas (*Lithothamnium* y *Lithophyllum*), Ostreídos, Pectínidos y otros bivalvos. Localmente hay acumulaciones de Equinídos (*Clypeaster*) completos.

EDAD PL.	SERIE ESPE- SOR	TRAMO	NIVEL	COLUMNA	ESTRUC- SEDIM	DESCRIPCION LITOLOGICA	HOJA		Nº 815	ROBLEDO	FIG. 10	OBSERVACIONES
							TEXT	% TERRIG 20 40 70				
LIAS	MIOCENO MEDIO - SUPERIOR		T									
		53										
		40	3									
		20	2									
		10	4									
		8	5									
		0	6									

Fig.9.- Serie del Calderón de las Torcas.

Serie de Ituero

Situación en figura 6.

Descripción de la serie (fig.10) :

Tramo 1 : compuesto por dos niveles de conglomerados, lateralmente discontinuos, separados por un nivel de calizas oncolíticas (rodolitos). El conglomerado inferior presenta clastos de cuarcitas y dolomías, éstos de carácter más brechoide, en discordancia angular y erosiva sobre dolomías del Jurásico inferior. El depósito es muy heterométrico y presenta matriz arenosa y micrítica con fragmentos de bivalvos. El conglomerado superior es exclusivamente de cantes cuarcíticos.

Tramo 2 : paso rápido desde el tramo anterior a sucesión continua de calizas bioclásticas, las más basales en bancos de geometría tabular y las superiores con estratificación cruzada a gran escala. Consisten en grainstones de fragmentos de briozoos, equinidos, algas rojas y foraminíferos bentónicos, con escasa proporción de terrágenos.

Fig. 10.- Serie del barranco de Ituero.

Frente a este tipo de secciones, la serie de la Rambla de Matahermosa (situación en figura 6) presenta un espesor inusual en este área geográfica, así como un apilamiento de litofacies ligeramente diferente.

Sección de la Rambla de Matahermosa

Descripción de la serie (fig.11) :

Tramo 1 : conglomerado dolomítico (clastos más angulosos) y cuarcítico, con cicatrices internas y gradación positiva en el conjunto del tramo. Matriz arenosa con fragmentos dispersos de bivalvos. Dispuesto en discordancia angular y erosiva sobre dolomías del Jurásico inferior.

Tramo 2 : nueva pasada conglomerática fina, con matriz calcáreo-bioclastica mejor definida.

Tramo 3 : calizas litoclasticas rojizas con bioclastos dispersos (algas rojas, foraminíferos bentónicos). Pasadas más ricas en cantos cuarcíticos y dolomíticos gruesos, localmente con bases erosivas.

Tramo 4 : bancos de calizas oncolíticas (rodolitos) con estratificación cruzada de surco. Consisten en rudstanes de algas coralinas con núcleos dolomíticos y bivalvos.

Tramo 5 : tránsito gradual rápido desde el tramo anterior a sucesión monótona de calizas bioclasticas poco arenosas (grainstones de briozoos, algas coralinas, equinídos, bivalvos y foraminíferos bentónicos). Localmente se intercalan pasadas arenosas más finas (hasta 40% de terrígenos) y bioturbadas. El tramo presenta bancos con estratificación cruzada a gran escala alternando con otros niveles más masivos.

Tramo 6 : paso gradual desde tramo anterior a calizas bioclasticas finas muy arenosas con abundante bioturbación, en bancos masivos con laminación ondulada a ligeramente oblicua. Abundantes fragmentos de foraminíferos planctónicos y bentónicos, algas coralinas y fragmentos de pelecípodos.

Hacia el este de las serie anteriormente descritas (hoja de Peñas de San Pedro y parte oriental de Robledo) el Mioceno marino aparece en afloramientos implicados en el frente de escamas o bien en pequeños afloramientos por delante de este frente en el área de tránsito hacia la zona de los Llanos de Albacete.

En todo este ámbito las series presentan escaso espesor y condiciones bastante desfavorables para su observación.

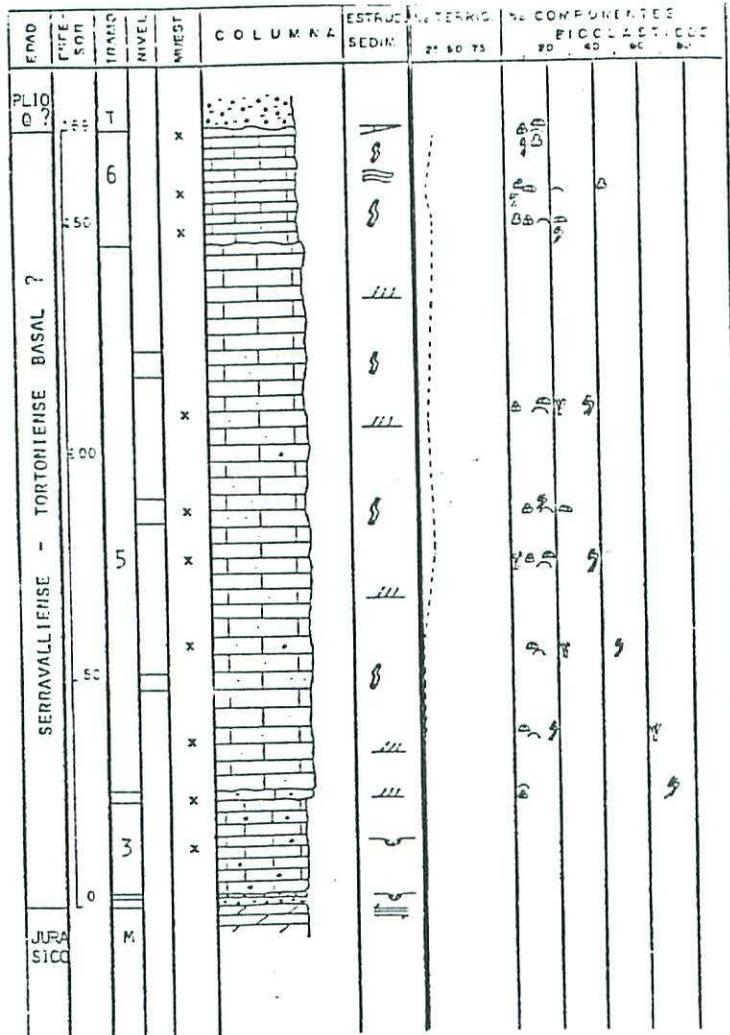


Fig.11.- Serie de la Rambla de Matahermosa.

Serie de El Berro

Situación en figura 6.

Descripción de la serie (fig.12) :

Tramo 1 : conglomerado de cantos de cuarcita y dolomía en discordancia angular y erosiva sobre margas del Lías. Matriz calcáreo-bioclastica de fragmentos de algas coralinas, bivalvos, briozoos y foraminíferos bentónicos. Restos grandes de Ostreídos y Pectínidos.

Tramo 2 : Tránsito gradual rápido a calizas bioclasticas algo arenosas con pasadas de cantos cuarcíticos y dolomíticos. El conjunto presenta estratificación cruzada a gran escala. Los componentes bioclasticos son Algas rojas, briozoos, foraminíferos bentónicos, equinídos y balánidos.

Fig.12.- Serie de El Berro.

Serie de El Sahúco

Situación en figura 6.

Descripción de la serie (fig.13) :

Tramo 1 : Brecha de grandes bloques procedentes del sustrato dolomítico y margoso jurásico. Tanto la superficie del muro como los bloques y clasros aparecen fuertemente bioperforados. Entre los bloques hay clastos de menor tamaño y matriz calcáreo bioclástica de fragmentos diversos. Valvas gruesas de Ostreídos y Pectínidos.

Tramo 2 : tránsito gradual rápido a calizas bioclásticas de grano fino en bancos con laminación horizontal a oblicua de bajo ángulo y, de aquí, a bancos con estratificación cruzada a gran escala con megarríples y localmente con estructuras de deformación hidroplástica. Consisten en grainstones formadas predominantemente por briozoos, así como por Algas coralinas, Equinídos v Bivalvos.

SERIE DE EL SAHUCO E : 1/300						HOJA		Nº	BIG	PEÑAS	FIG 23		
FACIAL	ESPE	TRAM	NIVEL	MUEST	COLUMNA	ESTRUC	DESCRIPCION	TEXT	% TERRIG	% COMPONENTES	BIG	PEÑAS	OBSERVACIONES
	SOR					BEDIM	LITOLOGICA		20 80 70	80 40 60 80			
LIAS MEDIO													
MIOCENO MEDIO													
26				x		---		G					
15	2			x		---	Biocalcarenitas algo arenosas de fragmentos de Bivalvos, Alas, Equinidos y Lamelibranquios	G					Ammonia beccarii Heterostegina sp. Globigerina sp. Rotillacea Orbitolinidos rodados Textularridos Recristalización
10	1			x		---	Conglomerado basal de cantes angulosos de dolomita y cuarcita	G					Tránsito de facies lamina das a facies con estratificación cruzada de surco
				x		D	Dolomitas	P					cación cónica de surco Cantes redondos a drenados a techo. Fragmentos de Ostreidos. Contacto erosivo complejo.

Fig.13.- Serie de El Sahúco.

Serie de El Roble

Situación en figura 6.

Descripción de la serie (fig.14) : presente dos tramos similares a los observados en las series de El Berro y El Sahúco. Destaca aquí el fuerte espesor del tramo calcáreo bioclástico, donde se pueden reconocer amplios sistemas de megadunas truncadas y relevados entre sí. Las calizas son grainstones con porcentajes variables de briozoos, algas coralinas, bivalvos y foraminíferos bentónicos, con estraclastos y terrígenos localmente abundantes.

Al norte de estas series el afloramiento de mayor entidad observable se encuentra próximo a la localidad de San Pedro. En él los conglomerados basales miocenos (cantos de cuarcita y dolomía) se disponen erosivamente sobre dolomías rojizas del Lías. La matriz de estos conglomerados es calcáreo bioclástica, con valvas enteras de bivalvos y rodolitos. El conglomerado, con esqueleto denso, pasa gradualmente a calizas bioclásticas arenosas con cantos cuarcíticos abundantes. Los fragmentos bioclásticos son bivalvos, algas rojas, placas de equinídos y foraminíferos bentónicos.

Fig.14.- Serie de El Roble.

Por encima de este nivel vuelven a aparecer conglomerados similares a los inferiores y una nueva sucesión de calizas bioclásticas. El espesor medido de forma continua en el conjunto del afloramiento de San Pedro excede ligeramente de los 21 m. Posiblemente, la sucesión puede continuarse a lo largo del valle hacia Pozuelo en varias canteras constituidas por biocalcarentas arenosas finas con una relativa alta proporción de foraminíferos bentónicos y planctónicos.

La serie más completa en esta parte oriental del Arco Alcaraz-Hellín está representada por el afloramiento del castillo de Peñas de San Pedro. El Mioceno marino presenta aquí un espesor mínimo de 125 m. sobre calizas del Cretácico superior.

Serie de Peñas de San Pedro

Situación en figura 6.

Descripción de la serie (fig.15) :

Tramo 1 : la parte basal de la serie no aparece claramente definida presentando, salvo algunos niveles bioclásticos finos inferiores, una sucesión de margas arenosas blanco-amarillentas masivas con pasadas finas discontinuas algo más cargadas en terrígenos. La textura es de wackestones formados por tests de foraminíferos planctónicos, algunos bentónicos y fragmentos de bivalvos (ver fig.15 para lista faúnica).

Tramo 2 : en tránsito gradual, con disminución de planctónicos y aumento progresivo de terrígenos, paso a niveles margocalcáreos compactos y areniscosos. Bioturbación muy abundante. Globigerínidos predominantes con presencia de fragmentos de briozoos y equinidos. Glauconita.

Tramo 3 : calizas arenosas finas blancas, más compactas, con laminación ondulada y ripples. Bioturbación acusada. Consisten en packstones bioclásticos con foraminíferos planctónicos y bentónicos y fragmentos de equinidos, briozoos y bivalvos.

Tramo 4 : sucesión potente y homogénea de calizas bioclásticas muy compactas, localmente arenosas. Estratificación cruzada a gran escala de bajo a medio ángulo. Secuencias de mediano espesor con carácter energético creciente. Frecuentes truncaciones y cambios en la orientación de las láminas. Las calizas son grainstones y packstones de fragmentos gruesos de briozoos, algas coralinas, bivalvos y foraminíferos bentónicos.

La sucesión del Mioceno marino en la sección de Peñas de San Pedro presenta así diferencias sustanciales con las anteriores sucesiones descritas en la parte frontal del Arco. En resumen, estas series desde la hoja de Robledo hasta las del Sahuco o El Roble presentan una secuencia bastante común definida por la superposición de dos tramos: una facies conglomerática/bréchica basal, discordante erosiva sobre diversos términos del Jurásico inferior, y un conjunto calcáreo bioclástico con rasgos característicos de depósitos someros de alta energía. El tramo inferior representa evidentemente la "colonización" del relieve post-mioceno por el mar y, como respuesta,

FIG.	SERIE DEL CASTILLO DE PEÑAS							HOJA NO 815 PEÑAS							FIG. 25
	EJE EST. SUR	TRAMO	NIVEL	MUESTR	COLUMNA	ESTRUC SEDIM	DESCRIPCION LITOLOGICA	TEXT.	% TERRIO 25 50 75	% COMPONENTES BIOLITOS 20 40 60 80	MICROFAUNA	OBSERVACION			
?	125			x	III			G	25 50 75	20 40 60 80					
SERIA VALLIENSE SUPERIOR-TUSTONIENSE INFERIOR ?	100	14		x	III		Biocalcirrudita de fragmentos de brizones, Pelecipodos, Equinodermos y Algas coralinas.	G	25 50 75	20 40 60 80	Ammonia beccalii Cibicidea lobata Elphidium cf. sp. Heterostegina sp. Textularia sp. Amphistegina sp. Planulina ? Bilobidos Orbitolitidos rodados	Kermitalas cónicas			
	50	2		x	III		Biocalcareitas con bioturbación	G P	25 50 75	20 40 60 80	Textularia sp. Syringites sp. Elphidium sp. Ammonia sp. Globigerinoides turbulinos Tullenia bulliformis Sphaeroidina bulloides Globorotalia miozoa incompta Globigerinoides trilobus Globig. apertura " falconensis orbulina suturalis	Intercalaciones de bioturbadas			
	0	1		x	III		Margas arenosas con Globigerinoides	W	25 50 75	20 40 60 80	D	D	D		

Fig.15.- Serie del castillo de Peñas de San Pedro.

la erosión y denudación de un sustrato/litoral rocoso. Las litofacies son características de medio de acantilado y depósitos de gravas litorales (playa en sentido amplio y plataforma muy interna). Algunos rasgos característicos de este conjunto inferior son : bioperforación de los sustratos mesozoicos; bloques y clastos fragmentados de dichos sustratos con escaso arrastre; retrabajado y arrastre de los clastos (es de señalar que las tasas de retrabajado son indicativas en los fragmentos carbonáticos y no en los cuarcíticos, cuya morfología es heredada de los depósitos cretácicos); fábrica del conglomerado comúnmente grano-soportada y presencia de imbricación; secuencias de carácter granodecreciente, con presencia de una o más secuencias repetidas; matriz calcárea bioclástica con fragmentos esqueléticos propios de medios litorales (organismos incrustantes, foraminíferos bentónicos, ostreídos, balánidos); asociación con depósitos organogénicos de claro carácter litoral (bancos de rodolitos y acumulaciones de ostreídos).

Dentro de este tramo inferior puede ser distinguida una cierta distalidad relativa en función del tamaño de bloques

irregularidades de los sustratos e intercalaciones más netas de depósitos bioclásticos. En conjunto, el tramo conglomerático responde al concepto de "conglomerado transgresivo basal", pudiendo suponer una cierta diacronía en el depósito de esta litofacies.

El tramo superior, esencialmente calcáreo bioclástico con terrígenos (cantos o arena) subordinados, puede presentar dos tipos de litofacies a mesoescala. La primera de ellas consiste en bancos de espesor decimétrico tabulares o con estratificación cruzada planar de bajo ángulo, que aparecen siempre directamente sobre la parte superior del conglomerado basal. Los fragmentos bioclásticos están fuertemente seleccionados. Se interpretan como depósitos de foreshore o como términos inferiores muy someros de barras litorales que dan paso a su vez a calizas bioclásticas con estratificación cruzada de surco u oblicua de mayor ángulo. Estos términos, fuertemente desarrollados en varias de las secciones, se interpretan como correspondientes a barras migrantes en ámbito de plataforma, motivadas por corrientes litorales y/o tidales. La anatomía interna de estos cuerpos es en sucesivas megadunas hidráulicas truncadas entre sí, localmente con zonas de sombra entre ellas.

En función de la diferente tasa de subsidencia en algunas zonas este tipo de sucesión evoluciona a depósitos biocalcareníticos más finos y con mayor presencia de bioturbación. Tales depósitos corresponderían a áreas de plataforma más abierta, aunque netamente proximal (fuerte fluencia de terrígenos, abundancia de bentónicos incrustantes frente a planctónicos,...).

La particularidad de la serie de Peñas de San Pedro viene dada por la importancia de la sedimentación pelágica (margas con planctónicos), las cuales evolucionan a calizas bioclásticas en una secuencia de carácter marcadamente regresivo. Este tipo de secuencia es característica tanto del área de desgarre NNW-SSE como de la zona situada hacia el este de ella.

Las sucesiones miocenas en facies marina tanto en la parte oriental de la hoja de Peñas de San Pedro como a lo largo de la hoja de Pozo-Cañada y parte sur de Chinchilla de Montearagón dan lugar a afloramientos de amplia extensión en planta pero, comúnmente, de espesor muy reducido por lo que resulta difícil establecer una apuesta evolutiva precisa para el conjunto de la sedimentación miocena en este área.

Un rasgo bastante generalizable es, sin embargo, el control ejercido por la paleomorfoestructura en bloques (horsts y grabens elongados) sobre la sedimentación miocena. Ello se refleja en la presencia de bandas de facies de carácter muy somero-litoral en los bordes de los surcos y progresivo paso desde el borde hacia facies relativamente más profundas en sus partes más centrales. Ejemplos de esta polaridad de facies son visibles netamente en varios afloramientos (Pozohondo, Campillo de las Doblas, Campillo de la Virgen, Pozo-Cañada) con transiciones desde depósitos foreshore de playa a shoreface y plataforma interna, más localmente a margas.

Allí donde las series son más completas la sucesión miocena consiste en un ciclo transgresivo-regresivo desde facies muy someras a biocalcarenitas finas bioturbadas y margas y, de nuevo, paso en la vertical a calizas bioclásticas con estratificación cruzada. Las facies de carácter litoral somero presentan una cierta diversidad en relación con las observadas en el sector occidental (Arco Alcaraz-Hellín). Algunas de estas facies son: conglomerados procedentes de los sustratos mesozoicos en secuencias de playas de gravas, arrecifes de ostreídos, calizas de algas propias de "trottoir" circalitoral, acumulaciones de ostreídos y otros bivalvos sobre sustratos rocosos bioperforados, secuencias de foreshore biocalcareníticas, barras de Heterosteginas, calizas de gasterópodos de ambiente salobre, etc... Todos estos depósitos se reparten de forma discontinua en este área indicando un relieve de costa muy recortado y de geografía variable.

Las facies de mayor profundidad consisten en biocalcarenitas finas, generalmente arenosas, compuestas por fragmen-

tos de algas coralinas, bivalvos, briozoos, balánidos y foraminíferos bentónicos con importante contribución de foraminíferos planctónicos. Su aspecto es masivo en parte debido a bioturbación intensa. Los niveles margosos contienen porcentajes elevados de foraminíferos planctónicos, espículas de esponjas y ocasionalmente radiolarios.

El afloramiento más septentrional encontrado en este área corresponde al valle de la Casa de Las Beatas, al NW de Hoya-Gonzalo. Su posición en el norte de la hoja de Chinchilla de Montearagón es desde luego curiosa ya que los últimos retazos claramente miocenos no sobrepasan la carretera general Madrid-Alicante. Es posible, sin embargo, que algunos depósitos conglomeráticos asociados a los bordes mesozoicos del sur del Macizo de Chinchilla pudieran ser miocenos aunque no hemos encontrado evidencias composicionales o estructurales que lo confirmen. El afloramiento de Hoya-Gonzalo sería pues un relict de la entrada del mar durante el Mioceno a favor de los surcos que configuran la estructura de este sector. El depósito supera escasamente la decena de metros de espesor y consiste en calizas bioclásticas con abundantes fragmentos gruesos de Pectínidios, Ostreídos, Equinídos y Balánidos. Como fragmentos menores predominan las algas coralinas micritizadas, miliólidos y rotáridos. La asociación caracteriza un ambiente somero y restringido.

Por último, señalaremos algunos aspectos de carácter general relativos al Mioceno marino en el conjunto de la zona considerada en este informe. Un primer aspecto es el uso del término molasa (calizas molásicas, molasas conglomeráticas, areniscas molásicas,...) o, en ocasiones, el de maciños relativos a estas facies antes descritas. Es indudable que tal término debe ser descartado como anacrónico tanto por su ambigüedad en cuanto a indicador de la evolución geodinámica de una determinada área (MIALL, 1978) como por la escasa similitud que estas del Mioceno marino presentan con las sucesiones "molásicas" con-

sideradas como típicas desde un punto de vista actualizado.

El modelo paleogeográfico general puede ser caracterizado en términos geográfico-descriptivo como un archipiélago, esto es, una amplia zona marina discontinua en función de relieves emergidos que controlaron la distribución de los depósitos definiendo evoluciones sedimentarias, tanto en horizontal como en vertical, similares en zonas espacialmente muy separadas. En conjunto se define una neta relación entre diferentes dominios estructurales y la evolución de las sucesiones miocenas. El límite paleogeográfico del Mioceno marino al norte de la zona aparece también controlado por las direcciones estructurales mayores y presenta una cierta irregularidad en función de ellas. No existen por el momento datos suficientes para establecer una correlación fiable entre los depósitos marinos y otros equivalentes en edad en áreas inmediatamente adyacentes en la zona de la meseta.

Un ensayo de interpretación paleoecológica, relativa fundamentalmente a los términos margosos de las sucesiones miocenas y basada en la asociación de foraminíferos, ha sido publicada por USERA et al. (1979). En relación con ello, la asociación de componentes bioclásticos encontrada en estas facies, así como la ausencia de otro tipo de partículas bioclásticas o no esqueléticas, permite concluir un carácter de sedimentación carbonatada en régimen templado (CALVO, 1980).

BIBLIOGRAFIA

- ALVARO,M., GARCIA ARGUESO,J.M. y ELIZAGA,E.(1975).- La estructura del Borde Prebético en la zona de Alcaraz (provincia de Albacete, España). Bol.Geol.Min.,86, 467-477.
- ARIAS,C.(1977).- Estratigrafía y paleogeografía del Jurásico superior y Cretácico inferior del noreste de la provincia de Albacete. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, 284 pp.
- CALVO SORANDO,J.P.(1978).- Estudio petrológico y sedimentológico del Terciario marino en el sector central de la provincia de Albacete. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, 336 pp. Resumen publicado en Est.Geológicos, 34, 407-429.
- CALVO SORANDO,J.P.(1980).- Middle Miocene sediments in SE Spain: a contribution to the temperate carbonate sedimentation model. I.A.S.Abstracts Series, 1st Europ.Reg.Meet.,Bochum, 184-186.
- CALVO,J.P. y ELIZAGA,E.(1985).- Sedimentology of a Neogene lacustrine system, Cenajo Basin, SE Spain. I.A.S.Abstracts Series, 6th Europ.Reg.Meet.,Lleida, 70-73.
- CALVO,J.P., ELIZAGA,E., LOPEZ,N., ROBLES,F. y USERA,J.(1978).- El Mioceno superior del Prebético Externo. Evolución del Estrecho nord-bético. Bol.Geol.Min.,89, 9-28.
- CROESE,I.(1983).- Neogene formations and dating of the deformation in the Prebetic zone, southeast of Jumilla (prov.of Murcia, Spain). Est.geológicos.,38, 415-423.
- IGME (1980).- Memoria y hoja geológica 1/50000 de Alcaraz. Mapa geológico Nacional, 2a serie, IGME, Madrid.
- JEREZ MIR,L.(1973).- Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 750 pp.
- LINARES GIROLA,L. y RODRIGUEZ ESTRELLA,T.(1973).- Observaciones sobre la geología del sector Alcaraz-Robledo (zona Prebética, provincia de Albacete). Bol.Geol.Min.,84,419-425.
- MEGIAS,A.G., LERET,G., MARTINEZ DEL OLMO,W. y SOLER,R.(1983).- La sedimentación neógena en las Béticas: Análisis tectosedimentario. Mediterránea ser.geol.,1, 83-103.

MIALL,A.V.(1978).- Tectonic setting and syndepositional deformation of molasse and other nonmarine-paralic sedimentary basins. Can.Jo.Earth Sci.,15, 1613-1632.

MONTENAT,Ch.(1973).- Les formations néogenes du Levant Espagnol. Thése de Doctorat, Paris, Orsay, 1167 pp.

RODRIGUEZ ESTRELLA,T.(1978).- Geología e Hidrogeología del sector Alcaraz-Lietor-Yeste (prov. de Albacete). Síntesis geológica de la zona Prebética. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 758 pp.

SOLER,R., MARTINEZ DEL OLMO,W.,MEGIAS,A.G. y ABEGER,J.A.(1983).- Rasgos básicos del Néogeno del Mediterráneo Español. Mediterránea ser.geol.,1, 71-82.

USERA,J, CALVO,J.P. y MARQUEZ,L. (1979).- Síntesis bioestratigráfica (foraminíferos) del Neógeno marino del sector central de la provincia de Albacete, España. Estudios geol.,35, 199-204.