

Evolución tectonosedimentaria de la cubeta neógena de Inca (Mallorca)

A. BENEDICTO¹, E. RAMOS-GUERRERO¹, A. CASAS², F. SABAT¹ y A. BARON³

¹Dpt. de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Facultat de Geologia. Zona Universitària de Pedralbes. 08071 Barcelona.

²Dpt. de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Facultat de Geologia. Zona Universitària de Pedralbes. 08071 Barcelona.

³Junta de Aguas de las Baleares. Gerónimo Pou 2.A. Palma de Mallorca.

Resumen: Se estudia la relación entre la sedimentación y la tectónica distensiva en la cubeta de Inca (Mallorca) desde el Serravaliense (Mioceno medio) hasta el Cuaternario. Se interpretan conjuntamente datos de superficie (cartografía geológica) y de subsuelo (sondeos, sísmica de reflexión y datos gravimétricos). Se han modelizado dos perfiles gravimétricos contrastados con los perfiles sísmicos, sondeos y la geología de superficie, utilizando datos de densidad para estimar la profundidad del basamento. La cubeta de Inca es un semigraben controlado por una falla principal (la falla de Sencelles) que con un salto de 750 m, constituye su límite meridional. La geometría de la cubeta viene determinada por fallas normales de dirección predominante SW-NE. Los hundimientos diferenciales relacionados con la actuación de estas fallas condicionaron la geometría de los cuerpos sedimentarios. El relleno sedimentario de la cubeta alcanza los 1.500 m de potencia. El análisis de la historia de la subsidencia de la cubeta de Inca pone de manifiesto la existencia de dos períodos de máxima subsidencia que tuvieron lugar en el Serravaliense y en el Messiniense, con atenuaciones a lo largo del Serravaliense superior-Tortonense y el Plioceno-Cuaternario. El período de máxima subsidencia serravaliense coincide con la fase distensiva principal.

Palabras clave: Extensión, Tectónica-sedimentación, Modelización gravimétrica, Neógeno, Mallorca.

Abstract: The relation between the sedimentation that took place in the Inca basin since the Serravallian (Middle Miocene) to the Quaternary and the tectonic processes responsible of their differentiation are studied. The results obtained are founded on an integrated interpretation of surface data (geological mapping) and subsurface data (boreholes, seismic and gravity surveys). Two gravity profiles, constrained by the seismic data and surface geology, were modeled using density data to estimate the basement depth. The Inca basin is a semigraben controlled by a main fault (the Sencelles fault) that constitutes its meridional bound. The Inca basin evolution is enmarked in the extensional regime that existed in Mallorca since the Middle Miocene age. The geometry of the basin is determined by normal faults oriented SW-NE, one of them, the Sencelles fault, is the most important with 750 m slip. The infilling sediment thickness reaches 1.500 m. The analysis of the subsidence history in the Inca basin points out the existence of two maximum subsident events localized in the Serravallian and in the Messinian, with attenuations during the Upper Serravallian-Tortonian and the Pliocene-Quaternary. Estimated tectonic subsidence values descripts the existence of an extensional event coinciding with the first phase of maximum subsidence.

Key words: Stretching (Extension), Tectono-sedimentary evolution, Gravimetric modelling, Neogene, Mallorca

Benedicto, A., Ramos-Guerrero, E., Casas, A., Sabat, F., Baron, A. (1993): Evolución tectonosedimentaria de la cubeta neógena de Inca (Mallorca). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 167-176

La Cubeta de Inca está situada en la Isla de Mallorca (Fig. 1.A), la mayor de las islas que forman el Archipiélago Balear, considerado como la prolongación hacia el NE de las Cordilleras Béticas (fig. 1.A). Su estructura, de edad Alpina, está relacionada con los movimientos relativos de aproximación que, a partir del Cretácico superior, afectan a las placas Africana y Euroasiática (Pitman y Talwani, 1972, Biju-Duval *et al.*, 1977, Dercourt *et al.*, 1986 y Savostin *et al.*, 1986).

A partir del Paleógeno, las islas Baleares se vieron sometidas a un régimen compresivo que tuvo su culminación durante el Aquitaniense-Langhiense (Mioceno inferior y medio), momento en el que se desarrolló un importante conjunto de cabalgamientos con direcciones de transporte hacia el NW (Fallot, 1922, Sabat, 1986, Alvaro, 1987, Sabat *et al.*, 1988, Gelabert *et al.*, 1992) que estructuraron desde los materiales mesozoicos hasta los del Mioceno inferior-medio, estos últimos de carácter sinorogénico. Co-

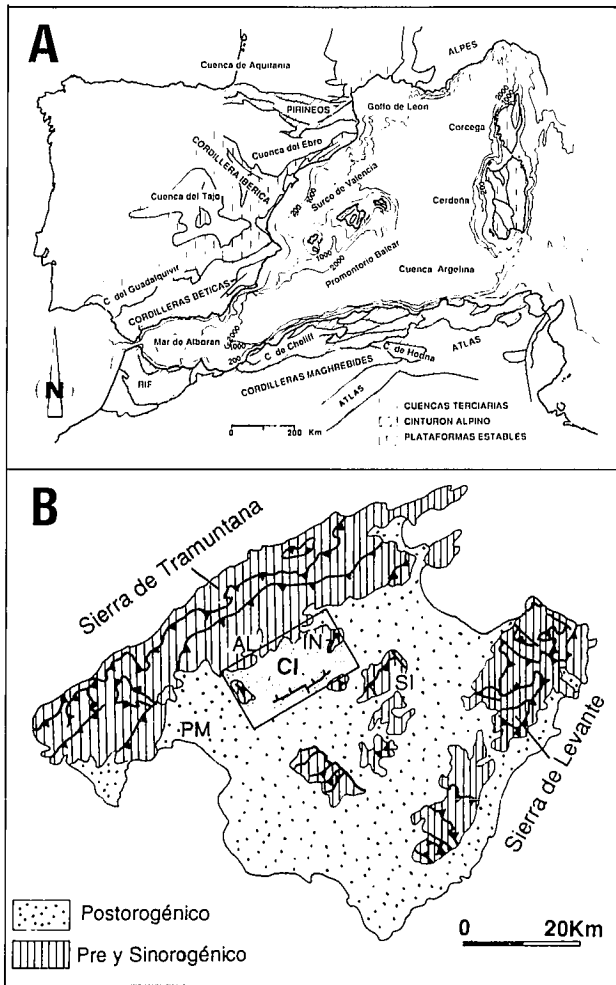


Fig. 1.- A) Situación de las Baleares en el Mediterráneo Occidental (modificado de Biju-Duval *et al.*, 1974). B) Esquema geológico de la Isla de Mallorca y localización de la cubeta de Inca (CI), Al=Alaró, IN=Inca, PM=Palma de Mallorca, SI=Sineu.

mo consecuencia de un cambio en el régimen tectónico existente, a partir del Serravaliense (Mioceno medio) la isla de Mallorca quedó sometida a una extensión que originó su compartimentación en una serie de horst y de grabens (pre y sinorogénico y postorogénico en la fig. 1B). La Cubeta de Inca corresponde a uno de estos grabens situado en los llanos centrales de la isla, desarrollado sobre un substrato que aflora en la Sierra de Tramuntana. Este substrato está constituido por materiales del Mesozoico, Paleógeno y Mioceno inferior y medio estructurados durante la etapa compresiva (fig. 1B).

Los estudios realizados hasta la fecha sobre la tectónica distensiva de Mallorca son muy escasos; no así los que hacen referencia al relleno postorogénico de sus depresiones. Entre estos últimos deben destacarse las aportaciones de Oliveros *et al.* (1960), Colom (1967 y 1975), Pomar (1979 y 1991), Pomar *et al.* (1983), Alvaro *et al.* (1984), Simó y Ramón (1986) y Fornós *et al.*, (1991), así como el mapa gravimétrico del I.G.M.E. (1981).

En este trabajo se estudia la relación entre la sedimentación que tuvo lugar en la Cubeta de Inca desde el Serravaliense hasta el Cuaternario y los procesos tectónicos que la han originado. Los resultados obtenidos están basados en la interpretación conjunta de datos de superficie (cartografía geológica y geomorfológica) y datos de subsuelo (sondeos procedentes de diferentes fuentes, perfiles sísmicos de reflexión y datos gravimétricos).

Datos de superficie

La cartografía geológica (fig. 2) permite definir los bordes que delimitan la cubeta. Los materiales mesozoicos y paleógenos estructurados de la Sierra de Tramuntana constituyen los bordes septentrional y oriental. El borde occidental está determinado por un anticlinal abierto pero complejo, de dirección NNW-SSE, constituido por materiales

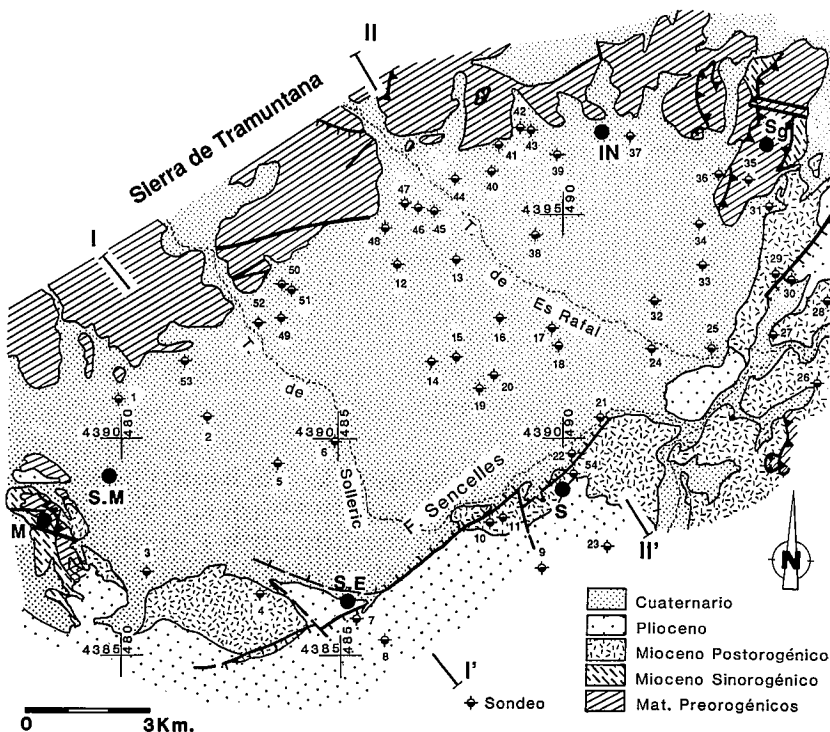


Fig. 2.-Esquema geológico de la cubeta de Inca (ver localización en fig.1B) y situación de los sondeos. SM=Sta. Maria, IN=Inca, S=Sencelles, SE=Sta. Eugenia, M=Marrratxí y Sg=Sta. Magdalena.

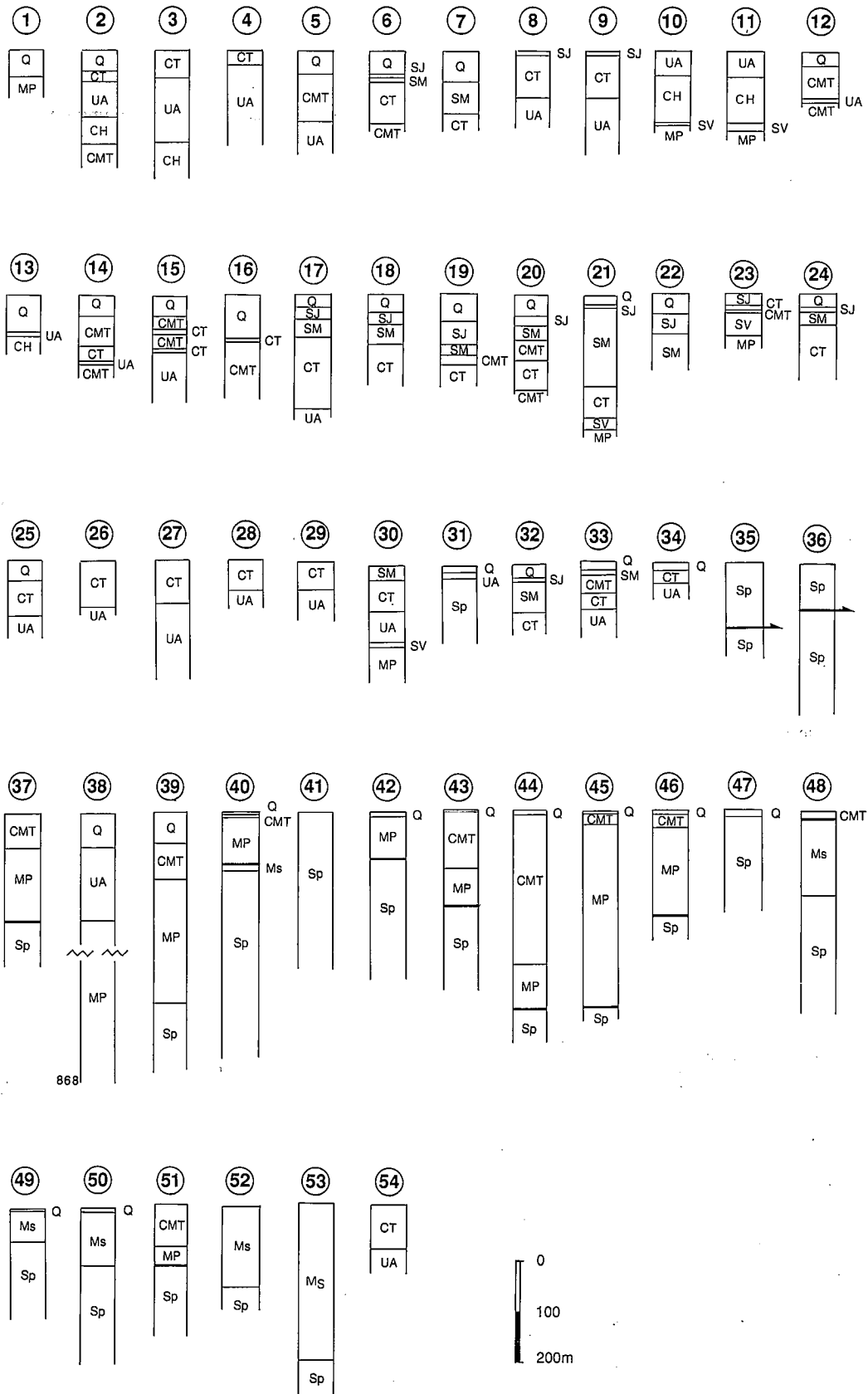


Fig. 3.- Interpretación de los sondeos. Ver localización en fig. 2. Q=Unidad Limos Rojos de Palma, SJ=Unidad Calcareñas de Sant Jordi, SM=Unidad calcisiltitas de Son Mir, CT=Complejo Terminal, UA=Unidad Arrecifal, CH=Unidad Calcisiltitas con Heterosteginas, SV=Unidad Calizas de Son Verdera, MP=Unidad Margas de Pina, CMT=Complejo Marginal Terrígeno, LM=Unidad Limos de Manacor, Ms=Mioceno sinorogénico y Sp=Substrato preorogénico.

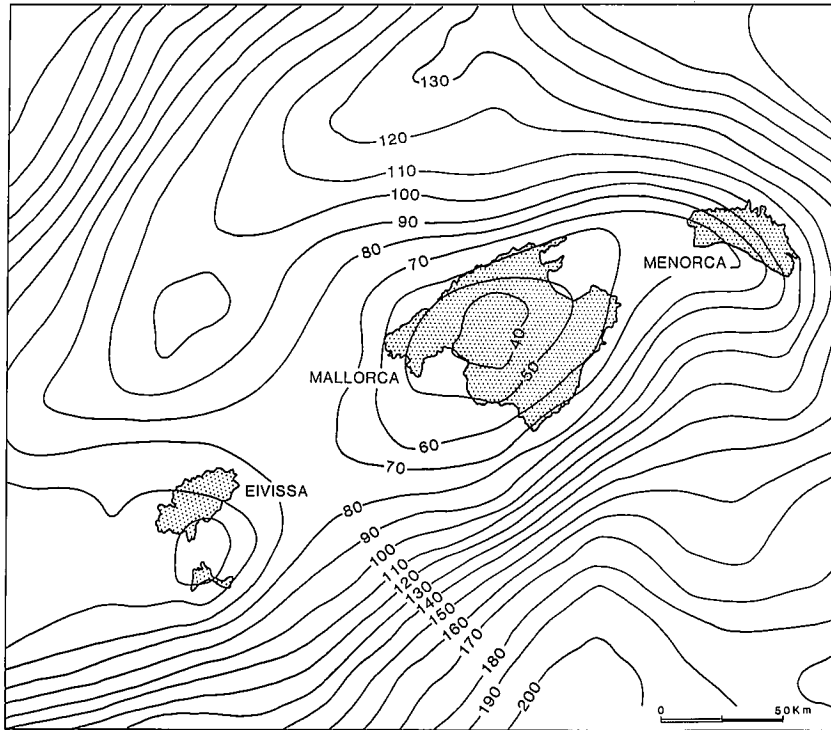


Fig. 4. –Mapa de anomalías de Bouguer del Promontorio Balear (según Morelli, 1990). Valores en miligales.

mesozoicos, paleógenos y del Mioceno inferior. El límite meridional es la falla de Sencelles que se presenta como el principal accidente cartografiado, más allá del cual (SE) afloran subhorizontalmente materiales de la misma edad que los que rellenan la cubeta. La cubeta está recubierta por materiales detríticos de edad cuaternaria.

Desde un punto de vista geomorfológico se observa que el torrente de Solleric queda desviado al llegar a las proximidades de la falla de Sencelles, lo cual indica que esta falla ha generado un escarpe con anterioridad al curso

actual, y cabe la posibilidad que la falla de Sencelles haya sido activa durante el Cuaternario (fig. 2). Por otra parte la inexistencia de conos de deyección cuaternarios al pie de la Sierra de Tramuntana podría estar asociada a la geometría asimétrica de la cubeta o bien al amortiguamiento de la tectónica durante el Cuaternario.

Datos de subsuelo

En una cubeta recubierta por materiales cuaternarios, como es el caso de la cubeta de Inca, los datos de subsuelo son de primordial importancia para su estudio e interpretación. En este trabajo se han interpretado datos de subsuelo procedentes de sondeos mecánicos y datos gravimétricos, también se ha tenido acceso a algunos datos procedentes de sismica de reflexión.

Se han recopilado las descripciones litológicas de 200 sondeos mecánicos procedentes de dos fuentes: el SERVEI HIDRAULIC DE MALLORCA y G.E.S.A.. Para este trabajo se han seleccionado 54 de estos sondeos, teniendo en cuenta criterios de profundidad, localización e información aportada. Su localización queda reflejada en la fig. 2. La profundidad alcanzada por estos sondeos oscila entre 150 y 800 metros. Los sondeos (fig.3) presentan importantes cambios laterales de sus facies y fuertes variaciones de potencia.

Durante 1990 las empresas C.N.W. oil y G.E.S.A. realizaron una campaña de prospección sísmica en la isla de Mallorca. En ella se dispararon 6 perfiles sísmicos de reflexión y alta penetración (Vibroseis), 4 de los cuales fueron situados en la cubeta de Inca. De estos perfiles (confidenciales por el momento) se desprenden los siguientes puntos: a) la cubeta tiene forma de prisma, sus potencias máximas se sitúan cerca del borde meridional y alcanzan unos 1.500 m; b) en los materiales de relleno de la cubeta hay discordancias internas; c) presencia de fallas norma-

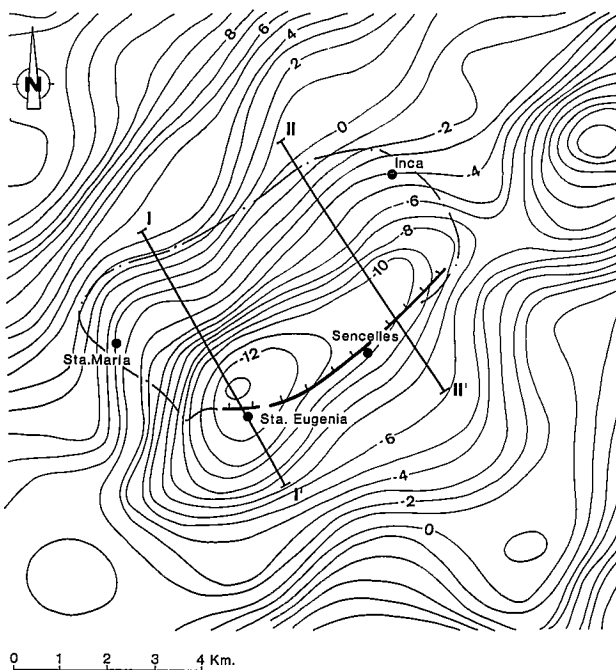


Fig. 5. –Mapa de anomalías residuales de la Cubeta de Inca. Valores en miligales. I-I' y II-II' situación de los perfiles gravimétricos de la fig. 6

Tabla. I. -Valores de densidad considerados en la modelización gravimétrica.

		UNIDADES	δ (gr/cm ³)	
RELLENO POSTOROGENICO	PLIOC.	Calcarenitas de Sant Jordi (SJ)	2.52-2.54	
		Calcsiltitas de Son Mir (SM)	1.84-1.89	
	MIOCENO	Calizas de Santany (CS)	2.46	
		Unidad Arrecifal (UA)	2.32-2.35	
		Calcsilt. con Heterosteginas (CH)	2.10-2.20	
		Calizas de Son Verdera (SV)	2.53	
		Margas de Pina (MP)	2.36-2.55	
		Fm. Banyalbufar	1.95	
		Fm. Sant Elm	2.43	
BASAMENTO	ECCENO	Calizas lacustres	2.45-2.54	
		Calizas con lignito	2.64	
	CRETAC. INF.	Margocalizas	2.72	
	JURAS.	MALM	Calizas	2.69-2.70
		DOGGER	Calizas	2.69

les tanto en los bordes como en el interior de la cuenca; d) el substrato de la cuenca está estructurado por cabalgamientos que buzcan suavemente hacia el SE, (Mazzoldi y Melendez, com. pers.).

Los datos gravimétricos utilizados en este trabajo provienen fundamentalmente de la campaña realizada por el IGME (1981) a la que se han añadido 220 nuevas estaciones para cubrir algunos sectores de la isla desprovistos de medidas.

Como el valor de la anomalía de Bouguer refleja el efecto regional de estructuras profundas superpuesto a la influencia de las estructuras superficiales (en este caso las cubetas) es necesario separar dicha anomalía en dos componentes: una regional y otra residual. La residual se obtiene substrayendo la componente regional de la anomalía total. La principal dificultad del proceso de residualización es determinar el valor adecuado de la componente regional en cada punto. En este caso se ha utilizado como componente regional la que se desprende del mapa de anomalías de Bouguer de Morelli (1990) para el Mediterráneo, que incluye la zona de estudio y muestra un mínimo regional centrado sobre la isla de Mallorca (fig. 4).

El mapa de anomalías residuales de la cubeta de Inca obtenido mediante este proceso (fig. 5) abarca una superficie de 170 km² y se ha trazado a partir de 710 estaciones, lo que representa una cobertura media algo superior a 4 puntos por km².

Este mapa muestra la existencia de una anomalía negativa orientada en dirección NE-SW, de unos 10 km de longitud y que alcanza un valor mínimo de -13 mgal en las proximidades de la localidad de Sta Eugenia. Esta anomalía residual resulta de la menor densidad del relleno sedimentario de la cubeta en contraste con el basamento.

Las densidades de las rocas de las formaciones más representativas de la región estudiada se han medido a partir de muestras tomadas tanto en afloramientos como en los testigos de sondeos disponibles. Estos valores se recogen en la tabla I.

La modelización gravimétrica se ha realizado a partir de unos cortes geológicos iniciales obtenidos mediante la

geología de superficie, sondeos y sísmica, asignando a cada formación geológica un valor de densidad. Se ha calculado la anomalía teórica del modelo mediante un programa de cálculo basado en el algoritmo de Cady (1980), que permite el cálculo de estructuras bidimensionales limitadas. La anomalía teórica se compara con la anomalía experimental y se modifica ligeramente el modelo inicial hasta conseguir un ajuste adecuado.

Siguiendo esta metodología se han interpretado dos perfiles gravimétricos transversales a la cubeta (fig. 6). El primero pasa por el mínimo gravimétrico de Sta. Eugenia y muestra la asimetría de la cubeta como consecuencia del juego de la falla de Sencelles (fig. 6.A). El error medio de este modelo es de 0,66 mgals. El segundo perfil, paralelo al primero y situado más hacia el NE, presenta una estructura más sencilla aunque similar a la anterior y con una menor potencia de sedimentos (fig. 6.B) (error medio de 0,4 mgals).

Estratigrafía

La sedimentación en la cubeta de Inca (fig. 7) se inicia con la Unidad Margas de Pina (Pomar *et al.*, 1983), de carácter continental lacustre, litológicamente caracterizada por margas grises con yesos. Su potencia es muy variable oscilando entre los 60 m en el borde NW de la cuenca a los 625 m cortados en el sondeo (38) sin alcanzar su base. A partir de la modelización gravimétrica su potencia máxima se estima que puede alcanzar los 800 m. Pomar *et al.*, (1983) le asignan una edad Langhiense-Serravaliense sin mayor precisión, mientras que Simó y Ramón (1986) le asignan una edad Serravaliense superior-Tortonense basal. Esta unidad evoluciona lateralmente a una unidad detrítica, la Unidad de Limos de Manacor (Barón, 1977) (fig. 7), mientras que verticalmente pasa a la Unidad de Calizas de Son Verdera (Pomar *et al.*, 1983) (fig. 7) predominantemente constituida por calizas lacustres cuya potencia varía entre los 4 m observados en afloramiento en Costitx (Sta. Margarida, fuera de los límites de la cubeta) y los 51 m cortados en el sondeo 23, si bien sus valores más frecuentes en la cubeta de Inca quedan comprendidos entre los 20 y 25 m. Por su situación estratigráfica a la Unidad de Calizas de Son Verdera se le asigna una edad Serravaliense superior.

De forma expansiva (Simó y Ramón, 1986) sobre la unidad anterior ó sobre el substrato pre y sinorogénico se superponen los primeros sedimentos marinos de la cubeta, correspondientes a la Unidad de Calcsiltitas con Heterosteginas (Pomar *et al.*, 1983) (fig. 7). En la cubeta de Inca esta unidad está constituida predominantemente por biocalcarenitas con fauna marina (principalmente Heterostegina sp). Dicha unidad caracteriza la sedimentación en una plataforma marina. La potencia máxima estimada para esta unidad en el centro de la cubeta es de unos 1500 m, presentando una distribución muy desigual como lo demuestran las potencias cortadas en sondeo, variables entre 20 y 150 m. Alvaro *et al.* (1984) atribuyen esta unidad al Tortonense Inferior (Zona N.16 de Blow). Por encima se dispone la Unidad Arrecifal (Barón, 1977) (fig.7), cuyo límite inferior en otros puntos de la isla donde es observable en afloramiento (Portal Vells, SW de la Bahía de Pal-

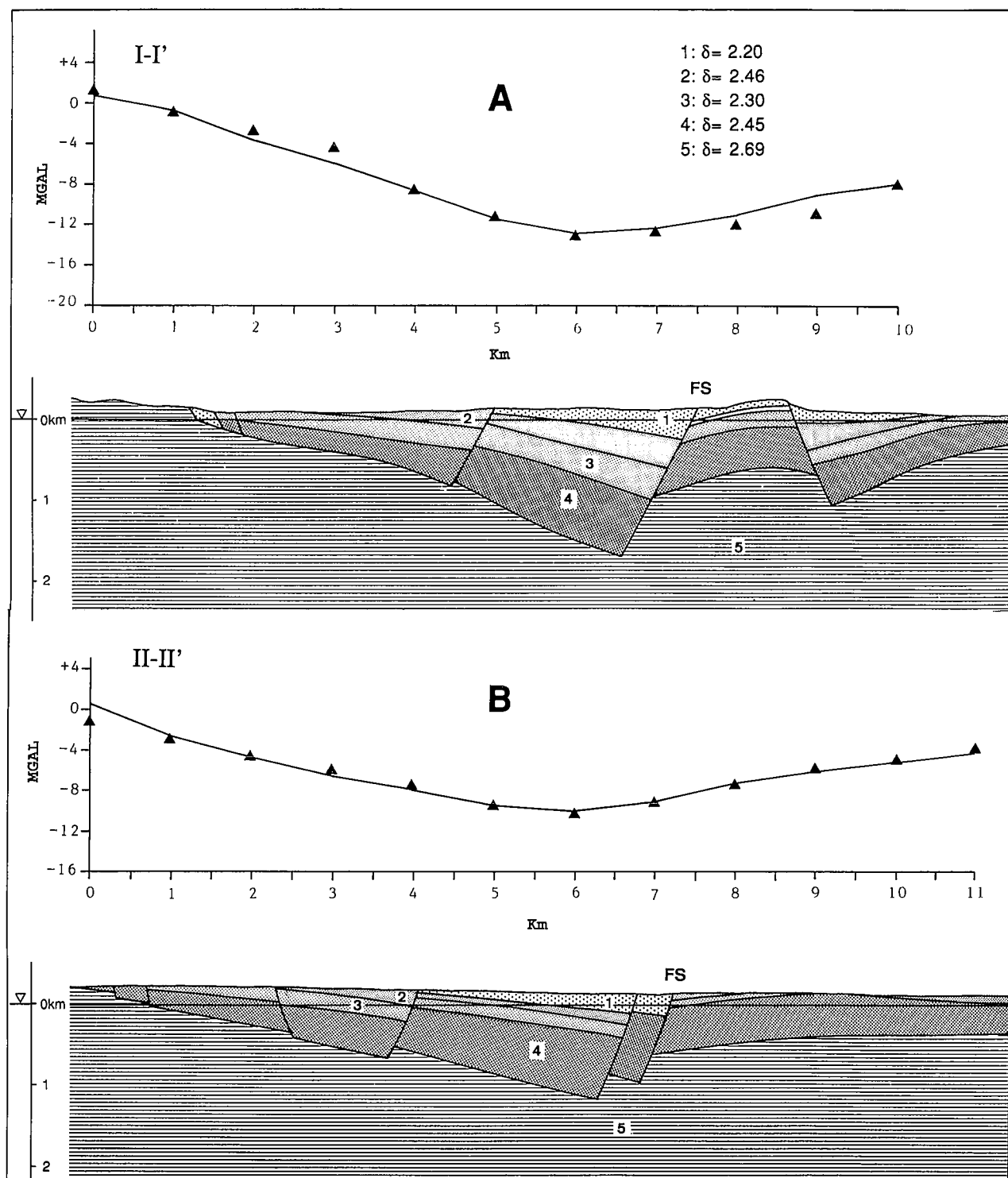


Fig. 6. -Interpretación de los perfiles gravimétricos. Ver localización en fig.2 y 5. Triángulos=valores calculados de la anomalía residual a partir de las mediciones de campo. Trazo continuo=curva teórica del modelo gravimétrico representado. FS=falla de Sencelles

ma) lo constituye una discordancia angular sobre la Unidad de Calcisiltitas con Heterosteginas. La Unidad Arrecifal es atribuida por Pomar *et al.* (1983) al Tortoniense-Messiniense (Zona 17 Blow). Está constituida por calcarenitas y bioconstrucciones arrecifales cuya potencia máxima en la cubeta se estima alcanza los 260 m. La sedimentación miocena finaliza con el Complejo Terminal (Esteban *et al.*, 1978) (fig. 7), atribuido al Messiniense. Como puede observarse en Cala Llombards (costa SE de

Mallorca) esta unidad se dispone discordantemente sobre la anterior, y está constituida por calizas con intercalaciones de niveles de margas. Aunque la potencia máxima descrita en afloramiento es de unos 60 m (Fornós *et al.*, 1991), en la cubeta de Inca se han cortado en sondeo hasta 142 m (sondeo 17) y a partir de la modelización gravimétrica se le estima una potencia máxima de hasta 300 m en el centro de la cubeta. En superficie esta unidad aflora, aunque con poca potencia, en Sencelles.

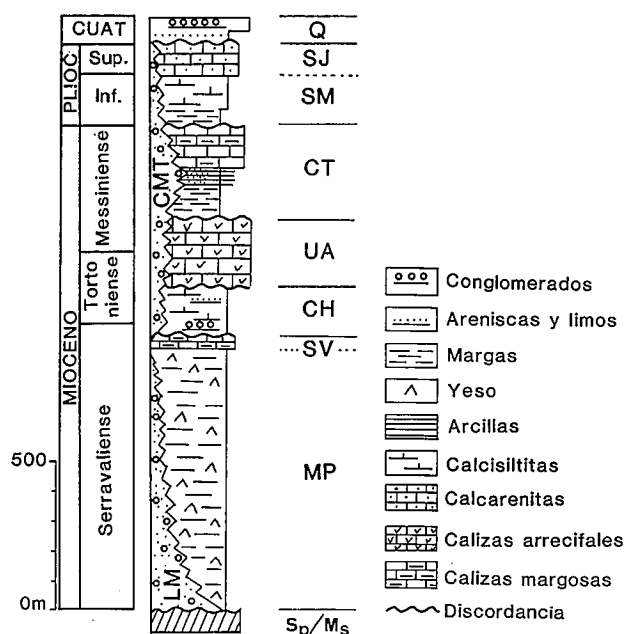


Fig. 7. —Esquema estratigráfico de los materiales postorogénicos de relleno de la Cubeta de Inca. Explicación en el texto. Q=Unidad Limos Rojos de Palma, SJ=Unidad Calcarenitas de Sant Jordi, SM=Unidad calcisiltitas de Son Mir, CT=Complejo Terminal, UA=Unidad Arrecifal, CH=Unidad Calcisiltitas con Heterosteginas, SV=Unidad Calizas de Son Verdera, MP=Unidad Margas de Pina, CMT=Complejo Marginal Terrígeno, LM=Unidad Limos de Manacor, Ms=Mioceno sinorogénico y Sp=Substrato preorogénico.

Los materiales pliocénicos se disponen discordantes sobre los miocénicos. La sedimentación se inicia con la Unidad de Calcisiltitas de Son Mir (Barón y Pomar, 1978) (fig. 7), atribuida al Plioceno inferior (Colom, 1985). Esta unidad, que aflora al SW de Sta. Eugenia, está constituida

Tabla. II. —Parámetros considerados en el cálculo de la subsidencia. En=espesor actual en metros, ϕ_0 =porosidad inicial, c=constante de compactación. Edad de los límites entre unidades en M.a. Ver leyenda de las unidades en fig. 7

UNID.	EN	ϕ_0	C	Edad
Q	65	0.5	$5 \cdot 10^{-4}$	1.6
SJ	80	0.4	$5 \cdot 10^{-4}$	3.4
SM	125	0.5	$6 \cdot 10^{-4}$	5.1
CT	235	0.5	$6.5 \cdot 10^{-4}$	5.9
UA	205	0.5	$3 \cdot 10^{-4}$	8.0
CH	120	0.5	$5 \cdot 10^{-4}$	10.3
SV	40	0.5	$7 \cdot 10^{-4}$	11.1
MP	630	0.5	$6 \cdot 10^{-4}$	14.2

por margas con *Ammussium* sp. características de plataforma marina. Su potencia en la cubeta de Inca no supera la máxima descrita en la Bahía de Palma (300 m), la potencia normalmente cortada en sondeo varía entre 20 y 150 m (sondeo 21). En base a la correlación de sondeos se estima que la potencia máxima de esta unidad alcanza los 160 m. Esta unidad pasa gradualmente a la Unidad de Calcarenitas de San Jordi (Pomar *et al.*, 1983) (fig. 7), aflorante al SW de Sta. Eugenia, que es atribuida al Plioceno superior y está constituida por calcarenitas de origen litoral. Sus potencias más frecuentes oscilan alrededor de los 20 m, siendo su potencia máxima estimada de unos 100 m.

Los materiales cuaternarios, representados por la Unidad de Limos Rojos de Palma (Pomar *et al.*, 1983) (fig. 7), se disponen discordantes sobre cualquiera de las unidades anteriores. Esta unidad ocupa la mayor extensión de la Cubeta y está constituida por conglomerados y limos de carácter continental. Presenta una potencia media de unos 40 m, con un valor máximo de 82 m.

Hacia el margen NW de la cuenca todos los depósitos presentan influencias terrígenas y gradan a depósitos conglomeráticos continentales (Unidad de Limos de Manacor y Complejo Marginal Terrígeno) (fig. 7).

Análisis de la subsidencia

A partir de las aportaciones lito y cronoestratigráficas que anteceden, se ha realizado el análisis de la historia de la subsidencia de la Cubeta de Inca, cuyos resultados quedan reflejados en la figura 8.

Para el cálculo de la porosidad actual (ϕ_n) de las distintas unidades litoestratigráficas, se ha seguido el método simplificado utilizado por Angevine *et al.* (1990), por el que:

$$\phi_n = \phi_0 \cdot e^{-cz}$$

siendo: ϕ_n = porosidad actual para una profundidad de enterramiento z ; ϕ_0 = porosidad inicial estimada; c = constante de compactación y z = profundidad media de enterramiento (ver valores de ϕ_0 y c en tabla II).

Para el cálculo de la subsidencia total (H en fig. 8) se han tenido en cuenta los espesores de las distintas unidades recalculadas a sus condiciones iniciales (previas a su compactación por enterramiento), los cambios eustáticos del nivel de mar y las condiciones paleobatimétricas de sedimentación de cada unidad.

La paleobatimetría se ha establecido en función de los datos sedimentológicos previamente aportados en este trabajo y los existentes en la bibliografía, especialmente en la síntesis que supone el trabajo de Fornós *et al.* (1991). Según esto, las unidades MP, SV, SJ y Q representan la sedimentación en medios continentales o litorales en los que no es necesario establecer ningún tipo de corrección paleobatimétrica, mientras que las unidades CH, UA, CT y SM están genéticamente relacionadas con la sedimentación en una plataforma marina somera, con valores estimados de su paleobatimetría entre 0 y 60 metros. Como simplificación se han considerado profundidades promedio de 25 metros para las unidades CH, UA, CT y SM.

Las variaciones eustáticas del nivel del mar han sido

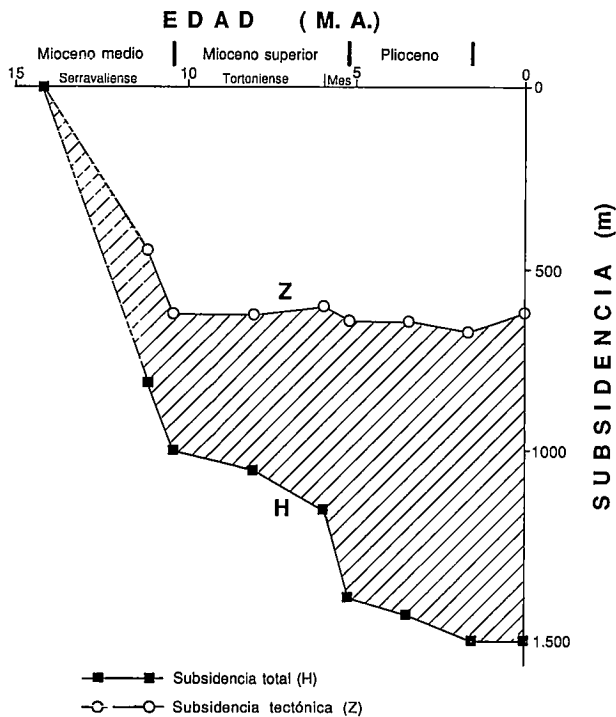


Fig. 8. -Curva de evolución de la subsidencia total (H) y subsidencia tectónica (Z) para la Cubeta de Inca

consideradas de acuerdo con los datos de Haq *et al.* (1988).

El cálculo del espesor en condiciones iniciales (E_0) de cada unidad se ha realizado según la igualdad propuesta por Van Hinte (1978):

$$E_0 = \frac{(1 - \phi_n) E_n}{(1 - \phi_0)}$$

La evolución de la curva de subsidencia total (H en fig.8) pone de manifiesto la existencia de dos máximos subsidentes localizados en el Serravaliense inferior-medio y en el Messiniense, con atenuaciones progresivas a lo largo del Serravaliense superior-Tortonense y el Plioceno-Cuaternario.

La estimación del valor de la subsidencia tectónica (Z en fig.8) se ha realizado mediante la técnica del "backstripping" (Watts & Ryan, 1976; Steckler & Watts, 1978 y Watts, 1981) y demuestra la existencia de un episodio extensivo principal coincidente con la primera de las fases de máxima subsidencia total (Serravaliense).

Estructura

La cubeta de Inca presenta una morfología alargada, paralela a la Sierra de Tramuntana (fig. 2), de dirección SW-NE. Los perfiles sísmicos, los modelos gravimétricos y la correlación de sondeos sugieren que la cubeta tiene una geometría marcadamente asimétrica (en dirección NW-SE) (fig. 9), determinada por la existencia de fallas normales que tienen su origen en la extensión NW-SE post-Langhiense (principalmente Serravaliense) que afecta al área. Debido a esta asimetría todas las unidades litoestratigráficas presentan un fuerte acufiamiento lateral desde la falla de Sencelles hacia el NW, al mismo tiempo las áreas

estructuradas que forman el borde NW son onlapadas por los materiales que rellenan la cubeta. El valor de la extensión es del orden del 8% (Benedicto, 1991). Los perfiles sísmicos sugieren que estas fallas son de tipo lítrico y enraizan en superficies de cabalgamiento previas reactivadas como fallas extensionales (fig. 9): esta situación es similar a la observada en otras cubetas situadas entre Mallorca e Ibiza (perfil sísmico MAP.77-70, en Roca, 1992). Los sondeos permiten deducir que las fallas normales tienen dirección SW-NE y buzan fuertemente al NW o al SE. Limitan la cubeta por el SE, aunque también afectan al borde NW y a la parte central, condicionando la existencia de zonas de fuerte subsidencia relativa. En base a los cortes geológicos el salto de la falla de Sencelles, la más importante de estas fallas, es de 750 m.

Si bien la estructura transversal queda claramente definida a partir de los datos de subsuelo, no ocurre lo mismo con la estructura longitudinal. La cartografía geológica muestra que los márgenes SW y NE están constituidos por culminaciones complejas donde aflora el substrato. Localmente se observa que estas culminaciones están progresivamente recubiertas por los materiales que rellenan la cubeta. En concreto, el borde SW, está constituido por un antiforme complejo orientado perpendicularmente a la Sierra de Tramuntana (NW-SE) y a la falla de Sencelles. Estas culminaciones están probablemente relacionadas con fallas direccionales (NW-SE) contra las cuales se acabarían las fallas SW-NE de la cubeta y la misma falla de Sencelles.

Relación entre tectónica y sedimentación

La extensión que dio origen a la individualización de la cubeta de Inca y a la historia de los procesos sedimentarios asociados habría comenzado inmediatamente después de la compresión Aquitaniense-Langhiense, durante la que el basamento de la cuenca se estructuró en escamas cabalgantes. La extensión provocó que algunas de las superficies de cabalgamiento rejugaran como fallas normales (fig. 9). El desarrollo temprano de la falla de Sencelles por el SE esbozó la geometría asimétrica de la cubeta, rasgo acentuado en su evolución posterior durante el Mioceno superior y Plioceno.

La sedimentación lacustre-salobre serravaliense (Unidad de Margas de Pina) que tuvo lugar en las zonas deprimidas que quedaron tras la fase compresiva, relleno también la cubeta de Inca. Los materiales serravalienses pierden potencia hacia el NW donde la subsidencia relativa fué menor (fig. 9). La sedimentación durante el Tortonense (Unidad de Calcisiltitas con Heterosteginas) y Tortonense-Messiniense (Unidad Arrecifal) se vió condicionada no sólo por la actuación de la falla de Sencelles, sino también por otras fallas situadas en la zona central y en el borde NW de la cubeta. Como consecuencia de la mayor actividad tectónica del borde meridional (falla de Sencelles) el depocentro se situó hacia el margen SE de la cubeta. Durante el Messiniense (Complejo Terminal) se inició el desarrollo de las fallas del margen norte. Durante el Plioceno se mantuvo una situación similar. El régimen extensivo se prolonga hasta el Cuaternario, momento en el que la actuación relevante de las fallas de la zona central frente a la falla de Sencelles provoca el desplazamiento del depocentro hacia el NW.

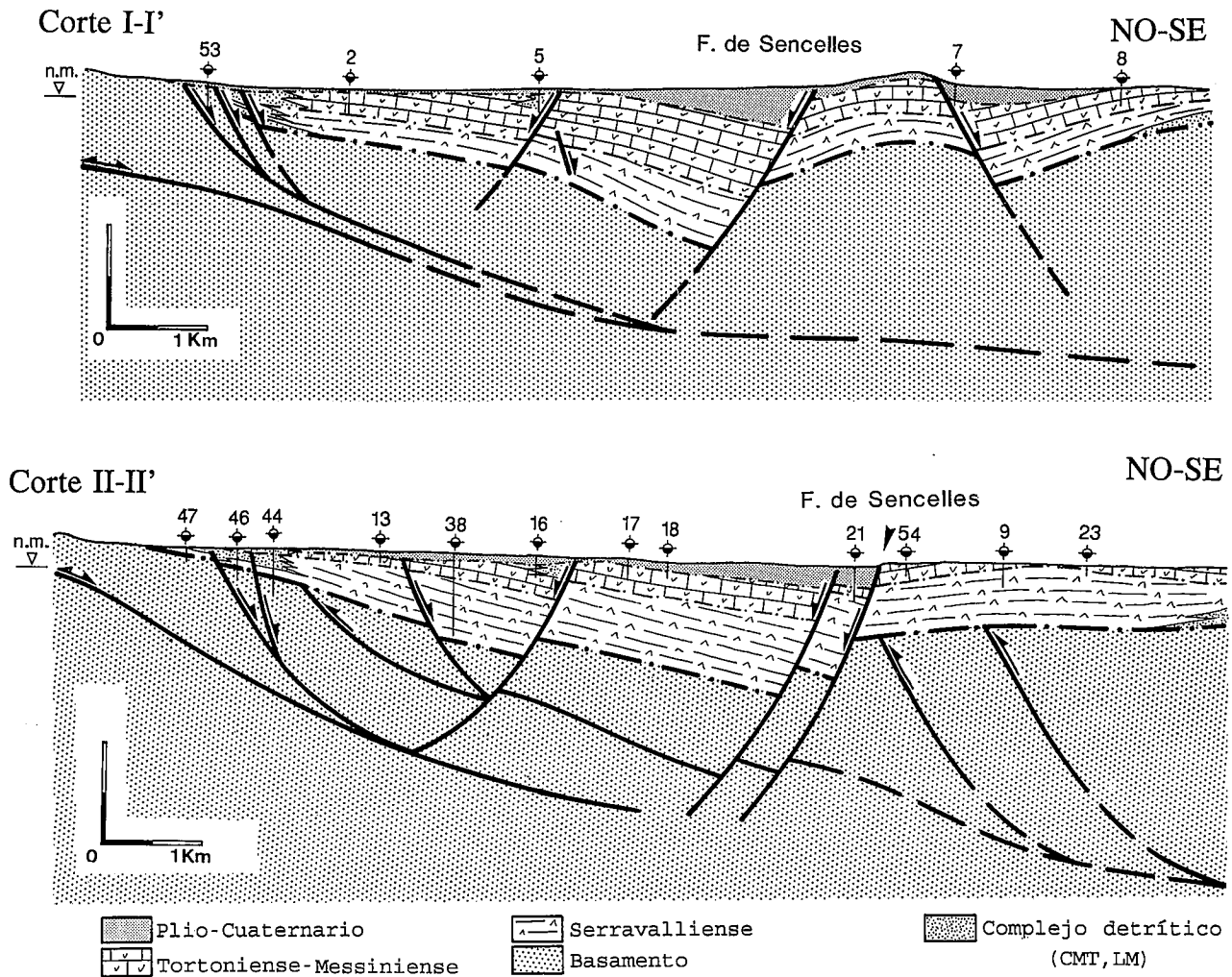


Fig. 9. -Cortes geológicos transversales de la Cubeta de Inca. Ver localización en fig. 2 y 5.

Desde un punto de vista paleogeográfico puede reconstruirse la existencia de un área deprimida inicial (Serravaliense) enclavada entre los relieves recién constituidos tras la compresión Aquitaniense-Langhiense (Sierra de Tramuntana, Marratxí y Sta. Magdalena). El borde meridional se constituyó ya durante el Serravaliense, aunque fué rebasado por la sedimentación miocena y pliocena. En este contexto la sedimentación serravaliense se desarrolló fundamentalmente mediante un conjunto de sistemas de abanicos aluviales, adosados a la Sierra de Tramuntana, en cuyas partes proximales tenía lugar la sedimentación detrítica (Unidad de Limos de Manacor), mientras que en las más distales la sedimentación detrítica fina alternaba con carbonatos lacustres y evaporitas.

Esta situación quedó truncada por el conjunto de transgresiones-regresiones con un importante control tectónico que se iniciaron en el Tortoniense y se sucedieron hasta el Plioceno, dando lugar a la acumulación de los depósitos de facies marinas anteriormente descritos. Finalmente, en el Cuaternario, tiene lugar una sedimentación detrítica continental, cuya mayor potencia se registra en la zona central de la cubeta.

Conclusiones

La interpretación conjunta de los datos de superficie y de subsuelo permite concluir que la cubeta de Inca consti-

tuye un semigraben que se desarrolló en el Serravaliense y se prolonga hasta el Cuaternario desarrollándose en un régimen extensivo cuyo eje de máximo alargamiento es NW-SE. Este régimen presenta un episodio de máxima extensión correlacionable con el episodio de valor máximo de la subsidencia tectónica, que dio origen a la individualización de la cubeta, y tuvo lugar durante el Serravaliense inferior y medio.

La geometría de la cubeta quedó esbozada durante el Serravaliense mediante la actuación de la falla de Sencelles, que es la estructura principal, y se completó durante el Messiniense con el desarrollo de nuevas fallas, de menor salto, localizadas en la zona central de la cubeta. Los hundimientos diferenciales relacionados con la actuación de estas fallas condicionan la sedimentación desde el Serravaliense hasta el Cuaternario. La geometría de los cuerpos sedimentarios se ve ligada a la dinámica de su actuación, alcanzando una potencia máxima de 1.500 metros.

Este trabajo ha sido financiado mediante el Proyecto CICYT n.º 89-0426 y es, en parte, un resumen de la Tesis de Licenciatura de uno de los autores (A. B.). Los autores agradecen a B. Escandell y L. Moragues, de G.E.S.A. la información facilitada de los sondeos existentes en la zona, así como a F. Meléndez y G. Mazzoldi de C.N.W. Oil por la oportunidad de asistir a una sesión de trabajo sobre la sismica de reflexión realizada por esta

empresa en la cubeta de Inca. Agradecemos también a los Drs. L. Cabrera y R. Salas de la Univ. de Barcelona y a dos revisores anónimos la lectura crítica del manuscrito.

Referencias

- Alvaro, M. (1987): La tectónica de cabalgamientos de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares). *Bol. Geol. y Min.*, 98: 34-41.
- Alvaro, M., Barnolas, A., Del Olmo, P., Ramirez Del Pozo, J. y Simó, A. (1984): El Neógeno de Mallorca: Caracterización sedimentológica y bioestratigrafía. *Bol. Geol. y Min.*, 95: 3-25.
- Angevine, C., Heller, P. y Paola, C. (1990): *Quantitative Sedimentary Basin Modeling*. A.A.P.G. Education Course Note Series, 32.
- Barón, A. (1977): *Estudio estratigráfico y paleontológico del Mioceno medio y superior postorogénico de la Isla de Mallorca*. Premio Ciudad de Palma. 180 pp. (Inédito).
- Barón, A. y Pomar, L. (1978): *Recent distribution of Neogen sedimentation areas of the Mediterranean: Area 405: Balearic depression*. I.G.C.P. project n. 25. (U.N.E.S.C.O. y U.G.S.).
- Benedicto, A. (1991): *Estudio de la estructura y del relleno de la cubeta Miocena de Inca (Mallorca) en base a la interpretación de datos de superficie y de subsuelo*. Tesis de Licenciatura. 170 pp. Dpt. de Geología Dinámica, Geofísica i Paleontología. Fac. de Geología. Univ. de Barcelona. (Inédito).
- Biju-Duval, B., Decourt, J. y Le Pichon, X. (1977): From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. In: *Int. Symp. Struct. Hist. Mediterranean Basins*. Ed. Technip. p. 143-164.
- Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Keipper, A. L., Grandjaquet, C., Sbotshikov, I. M., Geissant, J., Lepurier, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lamer, J. P. y Biju-Duval, B. (1986): Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since Lias. *Tectonophysics* 123. p 241-315.
- Cady, J. N. (1980): Calculation of gravity and magnetic anomalies of finite-length right polygonal prisms. *Geophysics*, 45 (10): 1507-1512.
- Colom, G. (1967): Los depósitos del Burdigaliese superior de Mallorca. *Mem. Real Acad. Cienc. y Artes de Barcelona*. 38: 327-395.
- Colom, G. (1975): *Geología de Mallorca*. Diput. Prov. de Baleares. Inst. de Estudios Baleáricos, Cons. Sup. de Invest. Cientif. 2 Vols. 522 pp.
- Esteban, M., Calvet, F., Dabrio, C., Baron, A., Giner, J., Pomar, L. y Salas, R. (1978): Aberrant features of the Messinian coral reefs, Spain. *Acta Geologica Hispana*, 13: 20-22.
- Fallot, P. (1922): *Etude geologique de la Sierra de Majorque*. Thesis. 420 pp. Univ. de París.
- Fornós, J. J., Marzo, M., Pomar, L., Ramos-Guerrero, E. y Rodríguez-Perea, A. (1991): *Evolución tectono-sedimentaria y análisis estratigráfico del Terciario de la Isla de Mallorca*. I Cong. Grupo Español del Terciario. Libro-guía Excursión n. 2. Vic.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. y Val, P. R. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *SEPM Spec. Publ.* n. 42: 71-108.
- Gelabert, B., Sabat, F. and Rodríguez-Perea, A. (1992): A structural outline of the Serra de Tramuntana of Mallorca (Balearic Islands). *Tectonophysics*, 203: 167-183.
- IGME (1981) *Investigación Gravimétrica en Mallorca*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria, 11 págs, 1 mapa a escala 1/100.000.
- Morelli, C. (1990) The regional meaning of the Bouguer gravity anomalies in the Mediterranean. *Journal of Geodynamics*, 12: 123-136.
- Oliveros, J. M., Escandell, B. y Colom, G. (1960): Estudio de los terrenos postburdigalienses en el llano central de la Isla de Mallorca. *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España*. 61: 349-394.
- Pitman, W. y Talwani, M. (1972): Sea floor spreading in the North Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, p. 619-646.
- Pomar, L. (1979): La evolución tectonosedimentaria de las Baleares: análisis crítico. *Acta Geol. Hisp.* Homenaje a Lluís Solé i Sabarís. t. 14. pp. 293-301.
- Pomar, L., Marzo, M. y Baron, A. (1983): El Terciario de Mallorca. En: *El Terciario de las Baleares (Mallorca-Menorca)*. L. Pomar, A. Orador, J. J. Fornós y A. Rodríguez-Perea (eds). *Inst. Estudios Baleáricos*, Univ. de Palma de Mallorca, Palma de Mallorca, pp. 21-45.
- Pomar, L. (1991): Reefs geometries, erosion surfaces and high-frequency sea-levels changes, uppeer Miocene Reef Complex, Mallorca, Spain. *Sedimentology*, 38: 243-269.
- Roca, E. (1992): *L'estructura de la Conca Catalano-Balear: paper de la compressió i de la distensió en la seva gènesi*. Tesis Doctoral. 330 pp. Dpt. de Geología Dinámica, Geofísica i Paleontología. Fac. de Geología. Univ. de Barcelona. (Inédito).
- Sàbat, F. (1986): *Estructura geològica de les Serres de Llevant de Mallorca (Balears)*. Tesis Doctoral. Iniv. de Barcelona, 120p., 2 Vol. (inédito).
- Sàbat, F., Muñoz, J. A. y Santanach, P. (1988): Transversal and oblique structures at the Serres de Llevant thrust belt (Mallorca Island). *Geologische Rundschau*. 77/2: 529-538.
- Savostin, L., Sbuert, J., Zonenshain, L., Le Pichon, X. y Roulet, M. (1986): Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since late Triassic. *Tectonophysics* 123, p. 1-35.
- Simó, A. y Ramon, X. (1986): Análisis sedimentológico y descripción de las Secuencias Depositionales del Neógeno postorogénico de Mallorca. *Boletín Geológico y Minero*, 157: 445-472.
- Steckler, M. S. y Watts, A. B. (1978): Subsidence of the Atlantic Type Continental Margin off New York. *Earth and Planetary Science Letters*, 42: 1-13.
- Van Hinte, J. E. (1978): Geohistory analysis-Application of Micropaleontology in Exploration Geology. *A.A.P.G. Bull.*, 62: 201-222.
- Watts, A. B. y Ryan, W. (1976): Flexure of the Lithosphere and Continental Margin Basins. *Tectonophysics*, 36: 24-44.
- Watts, A. B. (1981): The U.S. Atlantic Continental Margin: Subsidence History, Crustal Structure and Thermal Evolution. In: A. W. Bally, A. B. Watts, J. A. Grow, W. Manspeizer, D. Bernoulli, C. Schreber and J. M. Hunt (Eds): *Geology of Passive Continental Margins: History, Structure and Sedimentology Record (with special emphasis on the atlantic margin)*. A.A.P.G. Education Course Note Series, 19: 2-1-2-175.

Recibido el 7 de mayo de 1992;

aceptado el manuscrito revisado el 12 de abril de 1993