

Las formaciones del mapa geológico a escala 1:25.000 de la Cuenca de Lorca (Murcia)

The formations of the geologic map of the Lorca Basin (Murcia, Spain).

F. Guillén Mondéjar(*), R. Arana(*), M^a.T. Fernández(*), F. López-Aguayo(**), M.A. Mancheño(*), F. Pérez Lorente(***), T. Rodríguez Estrella(*) y F. Serrano(****)

(*) Dpto. de Q^a Agrícola, Geología y Edafología. Fac. de Química, Univ. de Murcia, Apdo 4.021. 30.071-Murcia.

(**) Dpto. de Cristalografía y Mineralogía, Estratigrafía, Geodinámica y Petrología y Geoquímica. Fac. de Ciencias del Mar. Univ. de Cádiz. Apdo 40. 11.510-Puerto Real (Cádiz).

(***) Dpto. de Química, Univ. de la Rioja. C/Obispo Bustamante, 3. 26001-Logroño.

(****) Dpto. de Geología. Fac. de Ciencias, Univ. de Málaga, 29071-Málaga.

ABSTRACT

The Lorca Basin is located in the Betic Ranges (SE of Spain) over the contact between the Betic domain s.s. (internal zones) and the Subbetic one (external zones). For the complementary use of the mineralogical and tectosedimentary analysis it has been necessary the realization of the geologic cartography. It have been differentiated five continental formations of the Quaternary and twelve neogenes formations dated from the upper Burdigalian to the Pliocene. They were originated in marine environments with entrance of continental contributions except for the upper Messinian-Pliocene which have a fluvial-lacustrine origin. The most abundant material are marls, sandstones, lutites, gypsiferous levels, conglomerates, sands and limestones.

Key words: Lorca Basin, geological map, formation.

Geogaceta, 20 (5) (1996), 1196-199
ISSN:0213683X

Introducción y métodos

Las investigaciones realizadas en los últimos años en la Cuenca de Lorca (1.990 a 1.994), englobadas en el proyecto PB89-0350 de la CICYT, tuvieron como objetivo principal contrastar el análisis tectosedimentario y el mineralógico como métodos complementarios en el estudio de cuencas. Debido al detalle con el que se pretendía hacer los análisis, el mapa de ENADIMSA (1.974) a escala 1:50.000 de la hoja de Lorca (Serie "Magna" del IGME) que diferencia ocho formaciones neógenas y cuaternarias era insuficiente. Por ello se decidió la realización de un mapa geológico de mayor detalle que ha dado lugar a la diferenciación de 17 conjuntos cartográficos (12 neógenos y 5 cuaternarios). La metodología seguida ha sido la fotointerpretación a escala 1:18.000 tanto en gabinete como en el campo, toma de datos, levantamiento de 17 series estratigráficas, interpretación de 8 sondeos mecánicos realizados por CGS (1981-82) y toma de 66 muestras para su estudio micropaleontológico. Una vez conocida la edad de los materiales, y tras el análisis tectosedimentario, las formaciones neógenas se agruparon en cinco UTS (Unidades Tectosedimentarias en el sentido de Garrido Megías, 1.973). Todo ello se plasmó en el mapa geológico de la Cuenca de Lorca a escala

1:25.000, diferenciando cada formación con un color y unas siglas. Los colores se eligieron de manera que se pudiera observar directamente la distribución geográfica de las diferentes UTS. Las siglas utilizadas indican en primer lugar la inicial de la edad y en segundo lugar la inicial del lugar que le da nombre a la formación, por ejemplo «TSA»: formación del Tortoniense superior descrita en el pueblo de Aledo, salvo en las formaciones cuaternarias donde la segunda sigla pertenece a la inicial del tipo de material. El mapa se completa con cuatro cortes estructurales y dos series sintéticas del norte y sur de la cuenca. En la Fig 1 se presenta un esquema de dicha cartografía. En esta comunicación se dan a conocer las características de las formaciones delimitadas, litología, distribución, edad y relaciones entre ellas. La Cuenca de Lorca se ha definido como un modelo hídrico entre *pull-apart* y *graben* y en ella se ha diferenciado cinco UTS de edades comprendidas entre el Burdigalense superior y Plioceno, todas ellas tienen un origen marino con aportes continentales salvo la superior que se originó en ambientes fluvio-lacustres. Sus rupturas sedimentarias, significado e historia geológica de la Cuenca de Lorca se describen en los trabajos de Guillén Mondéjar (1995) y Guillén Mondéjar *et al.* (1995 a y b).

Formaciones neógenas

Formación Campico (SC): Esta formación aflora en el borde noroeste de la cuenca en una superficie de 11 km² con espesores de 350 m. Está constituida por turbiditas con una alternancia de areniscas tableadas (a veces muy diaclasadas) en bancos decimétricos y margas blancas, que hacia el oeste se individualizan en dos tramos (margas en la base y areniscas a techo). Las margas de esta unidad son muy ricas en foraminíferos planctónicos, indicativo de medios marinos pelágicos. Geel (1.976) dató esta formación como Burdigaliense-Serravalliense, pero la presencia en los niveles más bajos de Globigerinoides bisphericus TODD, Globorotalia (Fhosella) peripheroronda (BLOW y BANNER), Globorotalia praescitula BLOW y la ausencia tanto de Catapsydrax gr. dissimilis (CUSHMAN y BERMÚDEZ) como de Praeorbulina y Orbulina, permiten precisar que los materiales basales corresponden al Burdigaliense superior. En los niveles altos hay formas primitivas de Globorotalia praemenardii (CUSHMAN y STAINFORTH), lo que indica que sus depósitos pudieron perdurar, al menos, hasta el Serravalliense inferior.

Formación Carraclaca (MMC): Está constituida por dos miembros, uno basal

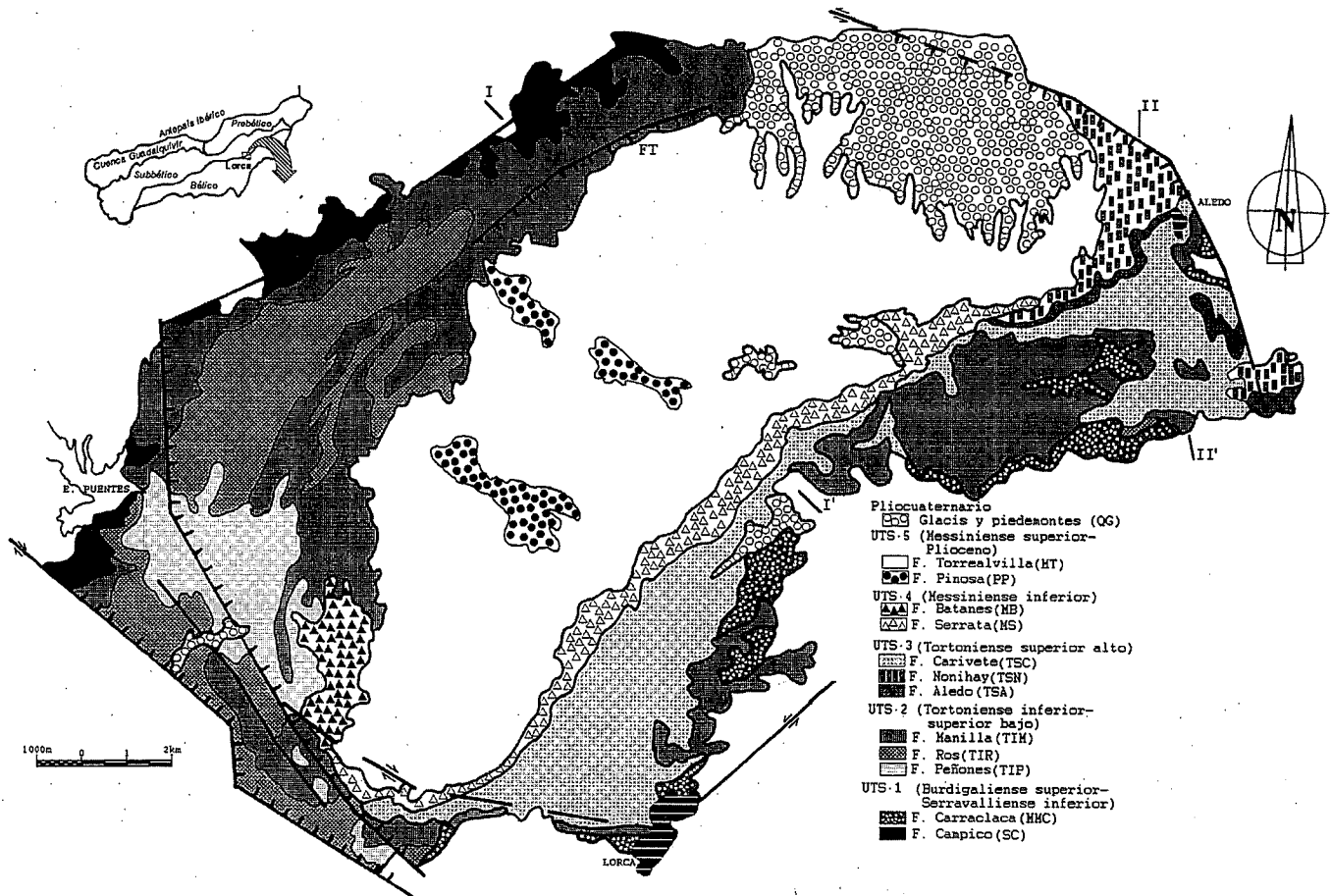


Fig. 1.- Esquema geológico de la Cuenca de Lorca (Murcia).

Fig. 1.- Geologic map of the Lorca Basin (Murcia, Spain).

formado por conglomerados rojos de cantos poligénicos de pizarras, cuarcitas, dólomías etc., de matriz arcillo-arenosa y cemento calcáreo, y un segundo tramo superior formado por areniscas rojas y niveles de limos azules con potentes bancos de yesos. Estos materiales están en el sur de la cuenca, ocupando un área de 7 km². Su potencia es variable pero pueden alcanzar espesores de 125 m. La presencia de paleocanales, paleosuelos y costras de exudación indican un medio continental con aportes procedentes del sur. La datación del Tortonense inferior de unas margas que reposan discordantemente sobre estos conglomerados y su relación lateral con la F. Campico, sugieren que ambos conjuntos tienen edades parecidas, sin rebasar el límite Mioceno medio-superior. Esta formación se corresponde con la Unidad conglomerática de Martínez y Hernández (1.992).

Formación Manilla (TIM): Aparece discordante con las anteriores, estando compuesta por calcarenitas bioclásticas y calizas detríticas con intercalaciones de margas y presenta bruscos cambios de potencia. Ocupa 62 km², tanto al norte como al sur de la cuenca. Hacia el embalse de Puentes la formación calcarenítica

se divide en dos miembros, existiendo entre ellos las margas de la F. Ros, para de nuevo pasar a un sólo tramo en la parte septentrional de la cuenca donde alcanza espesores de 135 m. Esta formación presenta, en numerosos lugares, megaestratificaciones cruzadas, abundante fauna de lamelibranquios (*Pecten* sp., *Clamis* sp., *Spondilus* sp., *Ostrea* sp. *Crassostrea crassissima*, *Litophaga* sp., etc.), artrópodos (*Balanus* sp.), braquiópodos (sobre todo *Terebratula* sp.), equínidos (*Clypeaster* sp., entre otros), diferentes gasterópodos (*Conus* sp., *Turritella* sp., *Aspraeta* sp., etc.) y corales del género *Monastrea* sp. y *Porites* sp. que indican un medio de depósito marino epicontinental. Los niveles margosos intercalados han aportado microfauna planctónica con presencia de *Neogloboquadrina* humerosa dextrorsa. Considerando que estas formas se encuentran en la parte alta de la formación, se le puede atribuir una edad Tortonense inferior-Tortonense superior bajo, de acuerdo con la correlación bio-cronoestratigráfica de Serrano (1.979).

Formación Ros (TIR): Litológicamente está constituida por margas blancas y rosadas con alternancias de areniscas, más abundantes hacia la base. Apare-

ce en ocupando una superficie 22 km² en la parte occidental de la cuenca donde alcanza los 300 m de potencia y en la parte oriental donde sólo se encuentra localmente, con poco espesor, intercalada con la F. Manilla. Los organismos que hay en estas margas son, casi exclusivamente, bentónicos (especialmente el foraminífero *Ammonia beuarrii*) que caracterizan un medio marino muy somero. Sin embargo, en la parte más alta de la formación se ha encontrado *Neogloboquadrina dextrorsa* con morfologías de *N. acostaensis* (BLOW) y *N. continua* (BLOW), lo que permite datarla como Tortonense inferior-superior bajo.

Formación Peñones (TIP): Está formada por conglomerados poligénicos de matriz roja y cemento calcáreo, que contienen cantos metamórficos y alternan o cambian de facies con otros niveles de calcarenitas amarillas y margas rojas de la F. Manilla y Ros, originando estructuras de megaestratificaciones cruzadas propias de medios deltaicos. Se encuentran en el oeste de la cuenca en 6 km². Se atribuye al Tortonense superior bajo en base a su posición estratigráfica. Esta formación y las dos anteriores corresponden al Tortonense I de Monténat *et al.* (1990).

Formación Carivete (TSC): Denominada también "formación Hondo" por Geel (1976), incluye margas amarillas y azuladas con intercalaciones centimétricas arenosas, en las que suelen encontrarse concreciones ferruginosas y a veces niveles de yesos generalmente oblicuos a la estratificación (yesos secundarios albergados en fracturas). Esta formación está representada exclusivamente en la mitad suroriental de la Cuenca de Lorca en 27 km², con una potencia muy variable: alcanza un espesor de 700 m en el Llano de La Serrata (norte de la ciudad de Lorca) y casi desaparece en la ladera norte de la Sierra de la Tercia. A techo de esta formación, y a lo largo de toda La Serrata, dos niveles de margocalizas grises muy fracturadas, que en algunos lugares contienen lamelibranquios, dan paso a una serie bituminosa ("Serrata Varied Mb.", según Geel, 1976) con calizas algales, niveles de sílex y "paper shale" con diatomitas (Azpeitia, 1911), azufre y restos de peces. Estos niveles son similares a otros que se encuentran en Argelia, Marruecos, Sicilia, Chipre o Sureste de España (cuencas de Sorbas, Níjar y Fortuna) y que se sitúan estratigráficamente bajo la sedimentación evaporítica Messiniense en todo el área mediterránea (Rouchy, 1979). Datos de sondeos indican también la existencia de un depósito halítico al noroeste de La Serrata (CGS, 1982) con potencias que pueden alcanzar los 200 m. Esta formación contiene Neogloboquadrina, con morfologías evolucionadas de N. humerosa y enrollamiento sinistrorso, unas formas que se extienden desde la parte media del Tortoniense superior hasta el Messiniense inferior, un poco antes

del comienzo de la crisis de salinidad finimiocénica. No obstante, en las asociaciones de foraminíferos planctónicos no se han encontrado organismos exclusivamente messinienses, por lo que se ha dado esta formación como Tortoniense superior alto.

Formación Aledo (TSA): Aparece en la parte oriental de la cuenca en sólo 2 km² y consta de calcarenitas bioclásticas, con un espesor medio de 30 m que hacia el oeste va disminuyendo hasta desaparecer. Son frecuentes las estratificaciones cruzadas y abundan los corales y lamelibranquios, indicadores de un medio reefal. La microfauna de los escasos tramos margosos la datan como Tortoniense superior alto: Globigerina bulloides D'ORBIGNY, G. decoraperta TAK. y SAITO, Neogloboquadrina acostaensis (BLOW). Hacia el muro, la diversidad de foraminíferos planctónicos es mayor: Globigerina bulloides D'ORBIGNY, G. apertura CUSHMAN, G. decoraperta TAK. y SAITO, Globigerinoides gr. trilobus (REUSS), G. obliquus BOLLI, G. extremus BOLLI y BERMUDEZ, G. bollii BLOW, G. bulloideus CRESCENTI, Neogloboquadrina humerosa (TAK. y SAITO), Globorotalia merotumida BLOW y BANNER, G. plesiotumida BLOW y BANNER y Orbulina universa D'ORBIGNY.

Formación Nonihay (TSN): Cambiando de facies con la anterior, aparece al este de la zona de estudio en un área de 6 km². Presenta 50 m de conglomerados rojos de cantos de areniscas y calizas (mal estratificados) con pasadas de areniscas del mismo color y cemento calcáreo; lo-

calmente hay niveles de calizas palustres. Estos litosomas dan lugar, en un medio deltaico, a grandes estratificaciones cruzadas en depósitos de grainsflow. Su edad es Tortoniense superior alto. Ésta y las anteriores formaciones están englobadas en el Tortoniense II de Montenat *et al.* (1990).

Formación Serrata (MS): Discordante con las anteriores, consta de bancos de yesos con estructuras bandeado-laminadas y nodulares con intercalaciones de margas con yeso secundario y areniscas en la base. Su origen es marino (García Veigas *et al.*, 1994). Esta formación que aparece en la parte meridional ocupando 8 km² máximo, tiene una potencia máxima aflorante de 70 m al oeste del río Guadalentín (aunque oscila entre 35 y 50 m); y hacia el este va reduciendo su espesor hasta desaparecer. Por su posición estratigráfica, se le ha atribuido una edad Messiniense, aunque llama la atención la ausencia de microfauna característica de esa edad (v.g. Globorotalia mediterránea catalano y sprovieri) en las margas marinas infrayacentes de las formaciones de Aledo y Carivete. Esta idea está apoyada por Ortí *et al.* (1993) que correlacionan esta formación con los yesos de cuencas tan cercanas como Mula y Fortuna, dados por Santisteban (1981) como messinienses.

Formación Batanes (MB): Aparece sólo en la parte occidental de la cuenca en 4 km². Presenta 70 m de conglomerados y brechas rojas de cemento calcáreo, mal estratificados al sur, que hacia el noreste pasan a areniscas, limos y arcillas intercalados con los yesos de La Serrata. Hacia

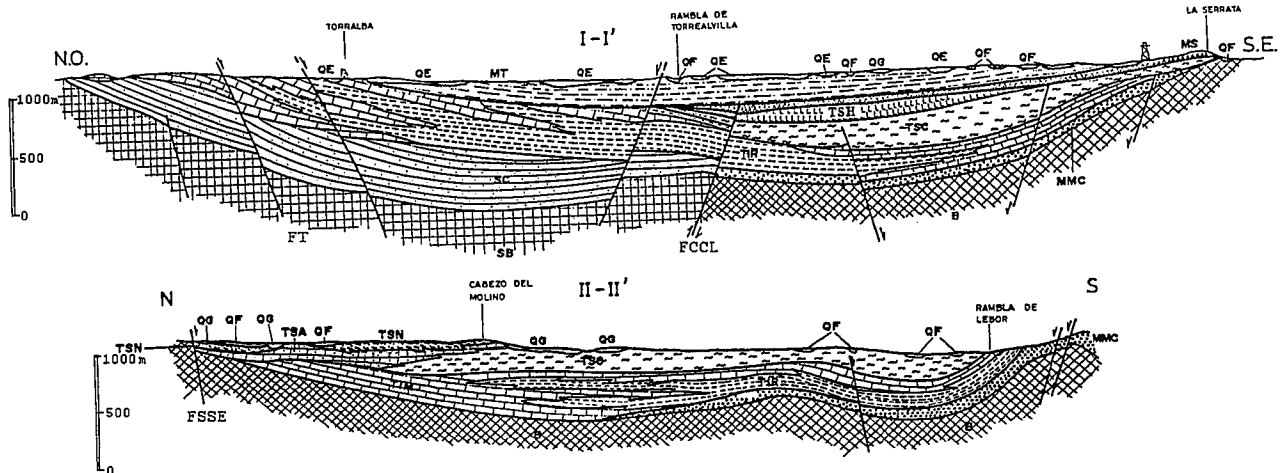


Fig. 2.- Cortes geológicos de la Cuenca de Lorca. TSH= miembro halítico de la F. Carivete, Q= Cuaternario: fluvial (QF) y eluvial (QE). Localización y resto de la leyenda en la Fig. 1.

Fig. 2.- Geological cross section of Lorca basin. TSH= halitic member of Carivete F., Q= Quaternary: fluvial (QF) and elluvial (QE). Location and rest of legend are in the Fig. 1.

el oeste la estratificación es más clara y se diferencian paleocanales conglomeráticos intercalados con lutitas y areniscas rojas. Esta formación es de origen continental y corresponde a dos tipos de ambientes, abanicos aluviales al sur y medios netamente fluviales con episodios catastróficos que coalescen con aquéllos al oeste. Se atribuye al Messiniense.

Formación Torrealvilla (MT): Discordante con las anteriores, ocupa 76 km² en la parte central de la cuenca y está constituida por 250 m de margas, limos y arcillas de color claro con intercalaciones arenosas de potencia variable y paleocanales conglomeráticos de varios metros de espesor y de varias decenas de metros de longitud. Hacia el este, en dirección a Aledo, esta formación se hace más rosada con presencia, en algunos lugares muy concretos, de niveles carbonosos. Es una serie lacustre donde desembocan diversos cursos fluviales. Se le atribuye una edad Messiniense pudiendo, posiblemente, rebasar la base del Plioceno.

Formación Pinosa (PP): Aparece de forma gradual sobre la anterior, siendo visible a lo largo de 7 km² en cerros testigos entre los 550 y 625 m de altitud. Consta de más de 100 m de conglomerados heterométricos muy redondeados, calizos, poco cementados y con abundante matriz arcillosa de color grisáceo y hacia el muro aparecen niveles detríticos de menor diámetro y de color rosado. Su origen es fluvial y culmina la sedimentación neógena de la cuenca. Se atribuyen al Plioceno, aunque podrían rebasar este límite y pertenecer en parte al Pleistoceno, ya que, por lo general, el paso Plio-Pleistoceno se lleva a cabo de una forma gradual en las zonas del interior del sureste español (Goy y Zazo, 1989).

Formaciones recientes

Glacis y piedemontes (OG): Al norte de Aledo aparece, en una superficie de 25 km², un potente glacis de acumulación formado por conglomerados heterométricos y poligénicos, cementados por una matriz limoarcillosa carbonatada de color rojizo. Presenta en el techo una importante superficie de encostramiento calizo. Este glacis procede del desmantelamiento Plio-Cuaternario de las laderas de Sierra Espuña y su acumulación indica una subsidencia en la zona por procesos neotectónicos. También hay retazos de glacis en la ladera norte al sur y oeste de la cuenca.

Depósitos eluviales (OE): Se han incluido dentro de los depósitos eluviales a

las alteraciones de los materiales neógenos y cuaternarios de la cuenca por procesos edafogenéticos. Estos procesos han dado lugar a la formación de unas unidades taxonómicas de suelos, cartografiadas por Alfás Pérez *et al.* (1988). La descarbonatación y acumulación de CO₃Ca, además de en el glacis, también se presenta en las formaciones conglomeráticas de Carraclaca, Peñones, Nonihay, Batañes, Pinosa y en las zonas más detríticas de la F. Torrealvilla, dando lugar a Calcisoles háplicos o pétricos (FAO, 1988). Cuando los sedimentos son muy poco permeables (formaciones Ros, Carivete y parte de Torrealvilla) el lavado de carbonato es muy limitado formándose suelos muy poco evolucionados: Regosoles calcáricos. Los procesos de solubilización y acumulación de las sales son evidentes en las margas azules con yeso de la F. Carraclaca y, sobre todo, en la F. Serrata. Estos materiales constituyen una importante fuente de yeso y como consecuencia, la formación de horizontes gípsicos que dan lugar a Gypsisoles háplicos o cálcicos y Solonchaks en las zonas más bajas. Debido a las lluvias torrenciales y contrastes de temperaturas, la erosión y acumulación de sedimentos son muy frecuentes y dan lugar a un rejuvenecimiento constante de los suelos en las partes altas y a una acumulación en las más bajas originando Fluvisoles calcáricos. La humificación se da sobre todo en la umbra de los relieves más altos de la cuenca, Sierra de Tercia, Sierra de Peña Rubia, etc., sobre la F. Manilla, formándose suelos del tipo Lep-tosol.

Travertinos (OV), terrazas (OT) y depósitos fluviales (OF): Los travertinos aparecen bajo el pueblo de Aledo. Finalmente se han cartografiado las terrazas y sedimentos aluviales recientes que ocupan los cauces del Río Guadalentín y las distintas ramblas, barrancos y cañadas de la cuenca. Son materiales detríticos: limos, arenas y gravas de muy diversa naturaleza, procedentes de la erosión de los suelos y rocas de las áreas miocénicas y béticas.

Conclusiones

Tras cartografía geológica a escala 1:25.000 de la Cuenca de Lorca se ha podido observar algunas diferencias respecto a trabajos previos de la zona. Entre ellas destacan:

- 1) La división de la Cuenca en cinco UTS.
- 2) La diferenciación de cinco nuevas formaciones neógenas respecto a la cartografía Magna existente.

3) La cartografía de formaciones cuaternarias hasta ahora no realizada.

4) La datación precisa de la edad de cada formación, incluyendo, en algunos casos, miembros de una formación en otra.

Referencias

- Alfás, L.J.; Ortiz, R.; Hernández, J.; Linares, P.; Martínez, M^a.J.; Marín, P. y Cámara, T. (1988). *Mapa de suelos 1:100.000, Hoja de Lorca (953)*. Proy. LUCDEME, ICONA.
- Azpeitia Moros, F. (1911). *Assc. Esp. Progr. Ciencias*, 4: 320 pp.
- CGS (1981). *Investigación de pizarras bituminosas y control geológico de sondeos en el Sector de Lorca (Murcia)*. IGME.
- CGS (1982). *Ampliación de la investigación de pizarras bituminosas en la zona de Lorca (Murcia)*. Fase II. IGME.
- ENADIMSA (1974). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja Lorca (952) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*. IGME.
- Garrido Megías, A. (1973). *Tesis, Univ. Granada*, 395 pp.
- García Veigas, J.; Ortí, F. y Rosell, L. y Inglès, M. (1994). *Geogaceta*, 15: 78-81.
- Geel, T. (1976). *Mem. Soc. Geol. Italiana*, 26:369-385.
- Goy, J.L. y Zazo, C. (1989). *Mapa del Cuaternario de España ITGE*: 209-221.
- Guillén Mondéjar, F. (1995). *Tesis, Secr. Publ. Univ. Murcia*, 467 pp.
- Guillén Mondéjar, F.; Rodríguez Estrella, T.; Arana, R. y López Aguayo, F. (1995a). *Geogaceta*, 17: 39-42.
- Guillén Mondéjar, F.; Rodríguez Estrella, T.; Arana, R. y López Aguayo, F. (1995b). *Geogaceta*, 18: 30-33.
- Martínez Díaz, J.J. y Hernández Enrile, J.L. (1992). *Bol. Geol. Min.* 103-6:971-983.
- Montenat, Ch.; d'Estevou, P.O. y Delort, T. (1990). *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13: 261-280.
- Ortí, F.; García Veigas, J.; Rosell, L.; Rouchy, J.M.; Inglès, M.; Gimeno, D.; Kasprzyk, A. y Playá, E. (1993). *Geogaceta*, 14: 98-101.
- Rouchy, J.M. (1979). *Ann. Geol. Pays Hallén. Tome hors serie, fasc.III*: 1051-1060.
- Santisteban, C. (1981). *Tesis, Univ. Barcelona*, 725 pp.
- Serrano, F. (1979). *Tesis, Univ. Málaga*, 272 pp.