

La plataforma carbonatada epeírica (Formaciones Imón e Isábena) del Triásico superior del Noreste de la Península Ibérica

The epeiric carbonate platform (Imón and Isábena Formations) of the Upper Triassic from the Northeastern Iberian Peninsula

I. ARNAL*, F. CALVET**†, L. MÁRQUEZ**, A. MÁRQUEZ-ALIAGA** y N. SOLÉ DE PORTA***

* *Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. 08071, Barcelona.* ** *Fallecido.*

** *Departamento de Geología. Universidad de Valencia. 46100, Burjasot, Valencia.*

*** *Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. 08071, Barcelona.*

RESUMEN

Las principales unidades litoestratigráficas localizadas en el límite Triásico/Jurásico del noreste de la Península Ibérica son las facies Keuper, los carbonatos de la Formación Imón/Formación Isábena y las dolomías, evaporitas y lutitas de la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña/Zona de Anhidrita. Los carbonatos del Triásico superior son conocidos como Formación Imón en la Cordillera Ibérica, Cordilleras Costero Catalanas y Depresión del Ebro y como Formación Isábena en la vertiente surpirenaica. La asociación de foraminíferos (*Gandinella falsofriedli*, *Aulotortus friedli*, *Trochammmina jaunensis*, *Agathammina austroalpina*, *Trocholina* cf. *laevis* y *Trocholina crassa*) localizada en la base de la Formación Imón y de la Formación Isábena determina una edad Alauniense terminal-Sevatiense medio (Noriense superior). La asociación de bivalvos (*Neoschizodus reziae*, *Pseudocorbula alpina*, *Protocardia* cf. *rhaetica* y *Laternula* cf. *amicii*) localizada en la parte alta de la Formación Imón indica un "Retiense" (Noriense p.p.). La Formación Imón está constituida básicamente por dolomías bien estratificadas, mientras que la Formación Isábena está formada por calizas. La Formación Imón presenta dos tipos de dolomías: dolomías grises en la base y dolomías blancas a techo. A partir del estudio petrológico, mineralógico, de elementos traza e isótopos de oxígeno y de carbono de las dolomías, se ha establecido que las dolomías grises son de origen "seepage-reflux" y las dolomías blancas de origen hipersalino. Las curvas de isopacas de la Formación Imón son redondeadas a elongadas y presentan pendientes muy suaves, lo cual sugiere que la sedimentación de esta plataforma carbonatada estuvo controlada por la subsidencia termal. El modelo sedimentológico de los materiales carbonatados de la Formación Imón y de la Formación Isábena es el de una plataforma carbonatada epeírica.

Palabras clave: Península Ibérica. Formación Imón. Formación Isábena. Triásico. Noriense. Dolomitización. Isopacas. Paleogeografía. Plataforma carbonatada epeírica.

ABSTRACT

The lithostratigraphic units associated with the Triassic/Jurassic boundary in the northeast of the Iberian Peninsula are the Keuper evaporites and lutites, the Imón Formation/Isábena Formation carbonates and the Cortes de Tajuña Formation/Anhydrite zone evaporites, dolomitic breccias and lutites. The upper Triassic carbonates are known as the Imón Formation in the Iberian Ranges, the Catalan Coastal Ranges and the Ebro Depression, and as the Isábena Formation in the southern Pyrenees. The foraminifera associations (*Gandinella falsofriedli*, *Aulotortus friedli*, *Trochammina jaunensis*, *Agathammina austroalpina*, *Trocholina* cf. *laevis* and *Trocholina crassa*), which are located in the lower part of the Imón and Isábena sections, indicate a late Alaunian-mid Sevatian (late Norian) age. The bivalve associations (*Neoschizodus reziae*, *Pseudocorbula alpina*, *Protocardia* cf. *rhaetica* and *Laternula* cf. *amicii*), located in the uppermost part of the Imón Formation indicate a "Rhaetian" (Norian p.p.) age. The Imón Formation consists of stratified dolomites whereas the Isábena Formation is made up of limestones. The Imón dolomites present two dolomites types: grey dolsparites and white dolmicrites. These dolomites are interpreted as seepage-reflux (grey dolomites) and hypersaline dolomites (white dolomites) according to with their mineralogy, elemental geochemistry and stable isotope characteristics. The isopach curves are round to elongated with very gentle slopes, indicating that thermal subsidence played the main role in controlling the sedimentation of this upper Triassic carbonate platform. The sedimentary model of the Imón Formation and the Isábena Formation is an epeiric carbonate platform.

Keywords: Iberian Peninsula. Imón Formation. Isábena Formation. Trias. Norian. Dolomitization. Isopachs. Palaeogeography. Epeiric carbonate platform.

EXTENDED ABSTRACT

INTRODUCTION

The Upper Triassic-Lower Jurassic lithostratigraphic units in northeastern Iberia include a large variety of siliciclastic, carbonate and evaporite facies assemblages. Thus, the so-called Keuper facies encompasses evaporites and siliciclastic mudstones. Mainly carbonate-dominated successions make up the Imón Formation (defined in the Catalan Coastal Ranges, the Iberian Ranges and the subsurface of the Ebro Basin) and the Isábena Formation (defined in the Southern Pyrenees). Finally the Cortes de Tajuña Formation and the so-called "Anhydrite zone" include evaporites, dolomitic breccias and siliciclastic mudstones (Fig. 2). The sedimentation of these units took place in several basins which originated in a setting of widespread crustal extension, related to rifting processes which affected the Western Tethys marginal areas (Fig. 1).

This paper deals mainly with: i) describing the lithostratigraphical and sedimentological characteristics of the carbonate-dominated Imón and Isábena Formations; ii) synthesising their biostratigraphic data and determining their chronostratigraphy; iii) characterising the main diagenetic processes (mainly dolomitisation and cementation), in the Imón Formation and; iv) to propose a comprehensive palaeoenvironmental and palaeogeographic model for the upper Triassic carbonate units in NE Spain.

OVERALL CHARACTERISTICS OF THE IMÓN AND ISÁBENA FORMATIONS

The dolomitic Imón Formation was defined by Goy et al. (1976). This unit shows a variable thickness ranging from a few metres in the westernmost part of the Iberian Range up to 50 metres in the Catalan Coastal Ranges. It is constituted by well-stratified dolomites. The lower part of this unit is characterised by a gradual transition from the Keuper facies. In the Catalan Coastal Ranges the upper boundary of the Imón Formation is erosive, with the dolomitic breccias of the Cortes de Tajuña Formation overlying its top. As a consequence, the bottom of this formation contains clasts of the upper part of the Imón Formation (Fig. 4.6). In the western Iberian Range, the change from the carbonate facies of the Imón Formation to the siliciclastic mudstone-carbonate facies of the Cortes de Tajuña Formation is mainly gradual, whereas in the central Iberian Range the contact between both units is an erosive angular unconformity.

Calvet and Anglada (1987) defined the Isábena Formation. This Formation has a variable thickness, which ranges from 20 to 35 metres and limestones and, locally, dolomites constitute it. The lower boundary shows a gradual change

from the mudstones and carbonates of the Keuper facies, whereas the upper boundary is overlain erosively by the siliciclastic and volcanic rocks of the so-called “ferrous breccia”.

The lithostratigraphic and sedimentologic study of these units has been based on the study of 19 stratigraphical sections, which are located in three geographic areas (Fig. 3).

THE IMÓN FORMATION

In the Catalan Coastal Ranges, the Imón Formation is formed basically by stratified dolomites. It shows a thickness that ranges from 30 to 47 metres, and can be split into three members that are, from bottom to top (Fig. 5):

i) Miravet Member. This unit is 10 metres thick and consists mainly of dolomites, breccias and siliciclastic mudstones. It represents the transitional zone from the upper Keuper facies to the overlying carbonate-dominated member (Fig. 4.1). This unit includes the following facies: a) thin-bedded ochre dolmudstones with millimetre-thick laminations and evaporite pseudomorphs; b) breccias constituted by centimetre in size dolomite clasts, marly dolomites and siliciclastic mudstones cemented by calcite spar cement; and c) variegated siliciclastic mudstones and siltites. These facies record sedimentation in carbonate and evaporite mudflat environments.

ii) Alfara Member: This unit consists mainly of dolomites and its lower boundary is a sharp contact with the underlying Miravet Member. Its thickness ranges from 15 to 25 metres. A variety of facies has been recorded, including dolmudstones / dolwackestones-dolpackstone, which locally show parallel lamination, current ripple, cross lamination (Fig. 4.2) and ghosts of bioclastic components. Dolgrainstones with tractive structures and ghosts of ooids and peloids also occur. These facies are organised in several metre thick, coarsening-and-thickening-upward cycles (Fig. 4.3). The facies assemblages described in this Member record deposition in lagoons and sandy belts within a carbonate platform.

iii) La Figuera Member: Thin-bedded dolomites make up most of this unit, whose lower boundary is a sharp contact with respect to the Alfara Member. The unit thickness ranges from 10 to 15 metres. The major facies in this unit are thin-bedded dolmudstones with millimetre-thick lamination (Fig. 4.5) and widespread evaporite pseudomorphs, which are filled by calcite spar cement. Locally this facies contains centimetre-thick beds of very thin bivalvia valves. Some dolpackstone and dolgrainstone beds occur at the top of this unit, which records mainly deposition in carbonate sabkha environments.

In the Iberian Range, the Imón formation is formed by well-stratified dolomites and its thickness ranges from 20 to 35 metres. Three parts can be well differentiated (Fig. 6):

i) A lower part, which is from 3 to 10 metres thick and consists of alternating variegated siliciclastic mudstones, dolmudstones and breccias. These facies are interpreted as carbonate and evaporite mudflat deposits.

ii) A middle part, which is from 10 to 22 metres thick, and is constituted by stratified dolomites. These dolomites include dolmudstones-dolwackestones / dolwackestones-dolpackstones. These dolomite facies locally display cross lamination (Fig. 4.4) and abundant ghosts of ooids and peloids. These facies are interpreted as deposits of restricted lagoon and sandy belts within a carbonate platform.

iii) An upper part, with thicknesses ranging from a few metres up to 18 metres, and made up by thin bedded-dolmudstones, which are interpreted as carbonate sabkha deposits.

THE ISÁBENA FORMATION

In the southern Pyrenees, the Isábena Formation is made up by stratified limestones, siliciclastic mudstones and dolomites. It has a variable thickness ranging from 20 to 35 metres and it has been divided into three members, which are from bottom to top (Fig. 7):

i) Bruguet Member. This unit consists of dolomites and siliciclastic mudstones. It is 10 metres thick and is constituted mainly by thin-bedded dolomites with millimetre-thick planar lamination, current ripples and lenticular pseudomorphs. Siliciclastic mudstones and breccias also occur. This facies assemblage could have been deposited in an inundation plain

under marine influence and semi-arid climatic conditions.

ii) Bonansa Member. Oolitic limestone beds make up most of this unit. It has a changing thickness, which ranges from 5 to 12 metres. It is constituted by stratified limestones that include oolitic packstones-grainstones, intraclast packstones-grainstones, peloidal packstones, and mudstones-wackestones. These carbonates are interpreted as deposits of a shallow carbonate platform, which included oolitic bars.

iii) Colobó Member. This unit encompasses mainly thin-bedded limestones and has a variable thickness ranging from 5 to 15 metres. It is constituted by limestones and, locally, dolomites. This unit is interpreted as resulting from deposition in very restricted carbonate sabkha environments.

BIOSTRATIGRAPHY AND CHRONOSTRATIGRAPHY

The biostratigraphy and chronostratigraphic studies of the Imón and Isábena Formations have been based on the foraminifera and bivalvia associations yielded by these carbonate units. Moreover, the palynological record yielded by the Keuper facies and the Cortes de Tajuña Formation has been also considered.

The intense dolomitisation of the Imón Formation has prevented a good taxonomic determination of the fossil content. However, in the Alfara section, the following foraminifera have been identified: *Nodosaria ordinata* TRIFONOVA, *Trochammina jaunensis* BRONNIMANN and PAGE (Fig. 9.11). Also several bivalvia have been yielded by this section: *Nuculana* cf. *borsonii* (STOPPANI), *Neoschizodus reziae* (STOPPANI), *Pseudocorbula alpina* (WINKLER), *Protocardia* cf. *rhaetica* (MERIAN in E. LINTH) and *Laternula* cf. *amicii* (STOPPANI).

In the Oolitic limestones of the Bonansa Member (Isábena Formation) the fossil content is well preserved and allowed us to identify foraminifera in five stratigraphical sections. In the Bonansa section: *Aulotortusfriedli* (KRISTAN-TOLLMANN), *Gandinella falsofriedli* (SALAJ, BORZA and SAMUEL) and *Nodosaria ordinata* TRIFONOVA. In the Bruguet section: *Trocholina* cf. *laevis* KRISTAN, *Trocholina crassa* KRISTAN, *Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus impressus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN) and some species attributed to *Nodosaria* cf. *simplex* TERQUEM. In the Racó dels Mons section have been determined: *Nodosaria ordinata* TRIFONOVA, *Nodosaria hoae* TRIFONOVA, *Nodosaria* sp., *Ichtyolaria* sp., and *Austrocolomia* ?. In the Os de Balaguer section: *Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN), *Glomospirella hoae* KRISTAN-TOLLMANN, *Glomospirella paralela* KRISTAN-TOLLMANN, *Glomospirella amplificata* KRISTAN-TOLLMANN, *Gandinella falsofriedli* (SALAJ, BORZA y SAMUEL), *Hoyenella inconstans* (MICHALIK, JENDREJAKOVA and BORZA), *Earlandia tintinniformis* (MISIK), *Nodosaria ordinata* TRIFONOVA and *Aulotortus* cf. *pragsoides* (Fig. 9). And, finally, in the Els Terrers section: *Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN) and *Hoyenella inconstans* (MICHALIK, JENDREJAKOVA and BORZA) (Fig. 9).

The foraminifera association (*Gandinella falsofriedli*, *Aulotortus friedli*, *Trochammina jaunensis*, *Agathammina austroalpina*, *Trocholina* cf. *laevis* and *Trocholina crassa*) located in the lower part of the Imón and Isábena Formations indicates a late Alaunian-mid Sevatian (late Norian) age. The bivalvia association (*Neoschizodus reziae*, *Pseudocorbula alpina*, *Protocardia* cf. *rhaetica* and *Laternula* cf. *amicii*), which is located in the uppermost part of the Imón Formation, indicates a "Rhaetian" (Norian p.p.) age.

CORRELATION BETWEEN THE IMÓN AND ISÁBENA FORMATIONS

The correlation between the different lithostratigraphic units (Fig. 8) has been carried out taking into account lithological-sedimentological and paleontological criteria, when available.

i) The Dolomites, breccias and siliciclastic mudstones of the Miravet Member (Imón Formation in the Catalan Coastal Ranges) are equivalent to the lower part of the Imón formation in the Iberian Range, and also to the Dolomites and siliciclastic mudstones of the Bruguet Member (Isábena Formation, southern Pyrenees). These successions are interpreted as peritidal carbonate platform and inundation plain deposits.

ii) The Dolomites of the Alfara Member (Imón Formation in the Catalan Coastal Ranges) are equivalent to the middle part of the Imón formation in the Iberian Range, and also to the Oolitic limestones of the Bonansa Member (Isábena Formation, southern Pyrenees). These successions are interpreted as resulting from deposition in restricted lagoon and shallow carbonate platform environments, where sandy belts and oolitic bars developed.

iii) The thin-bedded dolomites of the La Figuera Member (Imón Formation in the Catalan Coastal Ranges) are equivalent to the upper part of the Imón formation in the Iberian Range, and also to the thin-bedded limestones of the Colobó Member (Isábena Formation, southern Pyrenees). These rocks are interpreted as deposits of carbonate sabkha with evaporitic influence.

PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE IMÓN FORMATION

The Imón Formation consists of stratified dolomites that can be assigned to two major types: grey dolomites in the lower part and white dolomites in the upper part.

The grey dolomites in the lower Imón Formation are basically dolsparites. Three different types of grey dolomites have been distinguished:

- 1) Homogeneous dolsparite (Fig. 10.1 and 10.2) with a composition varying from 43.2 to 46.8 mole % of MgCO_3 , averaging 45.1, and from 52.9 to 56.6 mole % of CaCO_3 , averaging 54.9.
- 2) Dolsparite with dolmicrite grains and dolsparite matrix/cement (Fig. 10.3, 10.4 and 10.5) with a composition varying from 45.0 to 46.3 mole % of MgCO_3 , averaging 45.7, and from 53.1 to 54.7 mole % of CaCO_3 , averaging 54.0. Dolomitic cement in a rim disposition filling the intraparticle and interparticle porosity has been observed locally (Fig. 10.5 and 10.6, with a composition varying from 44.7 to 46.5 mole % of MgCO_3 , averaging 45.7, and from 53.3 to 54.8 mole % of CaCO_3 , averaging 54.0.
- 3) Dolsparite with fusiform crystal morphology (Fig. 10.7) with a composition varying from 45.0 to 46.3 mole % of MgCO_3 , averaging 45.7, and from 53.1 to 54.7 mole % of CaCO_3 , averaging 54.0.

The white dolomites in the upper Imón Formation are basically dolmicrites with widespread evaporite pseudomorphs (Fig. 10.8) and have a composition varying from 39.9 to 49.8 mole % of MgCO_3 , averaging 44.1, and from 50.0 to 59.9 mole % of CaCO_3 , averaging 55.6.

The distribution trends of the strontium, iron and manganese content within the Imón Formation are covariant. Moreover, a textural control on the strontium content, which is higher in the dolsparites than in the dolmicrites, has been recorded.

The average $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of the Imón Formation are (Fig. 11): i) Miravet Member $\delta^{18}\text{O} = -3.7$ ‰ PDB and $\delta^{13}\text{C} = +0.5$ ‰ PDB. ii) Alfara Member $\delta^{18}\text{O} = -3.2$ ‰ PDB and $\delta^{13}\text{C} = +2.2$ ‰ PDB iii) La Figuera Member $\delta^{18}\text{O} = -2.4$ ‰ PDB and $\delta^{13}\text{C} = +1.9$ ‰ PDB. A positive correlation exists between the $\delta^{18}\text{O}$ values and the $\delta^{13}\text{C}$ values (Fig. 12), with the heavier $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values in the upper part of the Alfara Member and lower part of the La Figuera Member and the more depleted values in the Miravet Member.

Based on their petrology, mineralogy, element geochemistry and stable isotope characteristics, the grey dolomites are interpreted as seepage-reflux dolomites, whereas the white dolomites are interpreted as hypersaline dolomites.

The calcite spar cement has been recorded infilling the porosity in the breccias and in the pseudomorphs. This calcite is formed by euhedral to subhedral crystals, ranging in size from 14 to 250 μm . The crystals have a zoned luminescence with thick non-luminescent bands and thin luminescent bands (Fig. 10.9 and 10.10). The calcite spar cement has low magnesium content, very low strontium and manganese content and an average iron content of 860 ppm. The average $\delta^{18}\text{O}$ values is -6.0 ‰ PDB and the average $\delta^{13}\text{C}$ is -7.8 ‰ PDB.

The petrology, mineralogy, trace elements and stable isotopes of the spar calcite cement indicate that it precipitated from meteoric waters, which had circulated through pedogenic profiles.

CONCLUDING REMARKS. THE BASIN EVOLUTIONARY SETTING

The Imón Formation, which is constituted by dolomites, and the Isábena Formation, which is made up by limestones, were some of the most significant units deposited during the upper Norian in NE Iberia (Fig. 14). Other units (i.e., Zamoranos Formation, constituted by dolomites and limestones) occur in other neighbouring regions.

The isopach map of the Imón Formation shows its distribution through eastern Iberia (Fig. 13). This map enables one to distinguish between higher and lower subsidence areas, a fact that suggests the existence of different depocentres and relatively higher threshold areas. The round to elongated shape of the isopach curves, with very gentle slopes, indicates that thermal subsidence played an important role in controlling the sedimentation of this upper Triassic carbonate platform.

The sedimentologic characters, together with the intraplate setting and the low subsidence rates which are recorded by the Imón and Isábena Formations, allow us to interpret that the Norian carbonate platform in northeastern Iberia evolved under shallow epeiric conditions.

INTRODUCCIÓN

En la Península Ibérica y en toda Europa central y occidental, la sedimentación triásica se inscribe dentro de un contexto geodinámico de extensión cortical que originó la formación de un complejo mosaico de fosas y cuencas. En el nordeste de la Península Ibérica, dicha extensión se desarrolló a partir de la reactivación de los principales accidentes tardihercínicos. Las principales cuencas o sub-cuencas triásicas y en parte liásicas del norte y este de la Península Ibérica son: la cuenca Catalana, la cuenca Pirenaica, la cuenca del Ebro y la cuenca de Valencia-Cuenca (que incluye la Cordillera Ibérica, la Depresión Intermedia y el borde de la Meseta), las cuales estaban individualizadas por un sistema de umbrales (Castillo, 1974; Garrido y Villena, 1977; Ortí 1982-1983; Marzo y Calvet, 1985; Ortí, 1987; Salvany, 1990a). La cuenca triásica catalana estaría separada de la del Ebro por el posible umbral de Lérida, de la pirenaica por el hipotético umbral de Gerona, y de la de Valencia-Cuenca por el alto de Soria-Montalbán-Oropesa (Fig. 1).

El ciclo Triásico en el nordeste de la Península Ibérica está constituido por una alternancia de secuencias carbonatadas y de secuencias siliciclásticas y/o evaporíticas (Ortí, 1982-1983; Virgili et al., 1983; Marzo y Calvet, 1985; Ortí, 1987; Sopeña et al., 1988; Jurado, 1988; López-Gómez y Arche, 1993; Calvet y Marzo, 1994) y comprende cuatro grandes unidades litoestratigráficas que de base a techo son: Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper y Formación Imón/Formación Isábena.

Los objetivos de este trabajo son: i) Sintetizar los aspectos litoestratigráficos y sedimentológicos de los carbonatos (Formación Imón y Formación Isábena) del Triásico superior en el noreste de la Península Ibérica; ii) Sintetizar el contenido paleontológico y determinar la cronoestratigrafía de la Formación Imón y la Formación Isábena; iii) Caracterizar (petrográficamente y geoquímicamente) los principales procesos diagenéticos, en especial los procesos de dolomitización que afectan a la Formación Imón y iv) Presentar un modelo global de plataforma carbonatada del Triásico superior.

sico superior en el noreste de la Península Ibérica; ii) Sintetizar el contenido paleontológico y determinar la cronoestratigrafía de la Formación Imón y la Formación Isábena; iii) Caracterizar (petrográficamente y geoquímicamente) los principales procesos diagenéticos, en especial los procesos de dolomitización que afectan a la Formación Imón y iv) Presentar un modelo global de plataforma carbonatada del Triásico superior.

MARCO ESTRATIGRÁFICO DEL TRIÁSICO SUPERIOR

Las principales unidades litoestratigráficas relacionadas con el límite Triásico/Jurásico del noreste de la Península Ibérica son las facies Keuper, los materiales carbonatados de la Formación Imón/Formación Isábena y los materiales de la Formación de los Cortes de Tajuña/Zona de Anhidrita (Fig. 2).

Facies Keuper

En las Cordilleras Costero Catalanas las facies Keuper (Salvany, 1986; Salvany y Ortí, 1987) están constituidas básicamente por evaporitas, lutitas y carbonatos, y localmente por depósitos volcanoclásticos y lavas (Mijavila y Martí, 1986). La potencia del Keuper oscila entre 50 y 150 m. En la zona levantina de la Cordillera Ibérica las facies Keuper han sido estudiadas en detalle por Ortí (1974). La cronoestratigrafía del Keuper se ha basado en el análisis palinológico (Solé de Porta y Ortí, 1982; Torres, 1990; Ortí y Pérez-López, 1994; Pérez-López et al., 1996) atribuyendo la mayoría de autores una edad Carniense a esta facies, en especial a sus unidades inferiores.



Figura 1. Distribución de las cuencas triásicas del noreste de la Península Ibérica. Modificado de Castillo (1974) y Ortí (1987).
 Figure 1. Distribution of the Triassic basins in northeastern Iberia. Modified from Castillo (1974) and Ortí (1987).

En la vertiente sudpirenaica las facies Keuper están constituidas por evaporitas, lutitas y carbonatos. La potencia del Keuper es difícil de calcular, aunque en la zona de Les Nogueres se ha establecido una potencia de 180 a 200 m. La serie Keuper contiene a menudo masas de ofitas. La edad del Keuper, determinada sobre la base del análisis palinológico, es Carniense-Noriense (Baudelot y Taugourdeau-Lantz, 1986; Calvet et al., 1988; Calvet et al., 1993).

Formación Dolomías tableadas de Imón/Formación Isábena

La plataforma carbonatada del Triásico superior se denomina Formación Imón en la Cordillera Ibérica, Cordilleras Costero Catalanas y Cuenca del Ebro y Formación Isábena en la vertiente sudpirenaica.

La Formación Imón, definida formalmente como Formación Dolomías tableadas de Imón por Goy et al.

(1976), está constituida básicamente por dolomías bien estratificadas, y tiene una potencia que varía desde pocos metros en la zona más occidental de la Cordillera Ibérica hasta unos 50 m en las Cordilleras Costero Catalanas. La base es un tránsito gradual de las facies del Keuper a las facies más carbonatadas de la Formación Imón. El límite superior en las Cordilleras Costero Catalanas es un contacto erosivo respecto las brechas dolomíticas de la Formación Cortes de Tajuña suprayacentes. El contacto erosivo presenta una morfología irregular con depresiones de pocos centímetros a algunos decímetros de profundidad y de algunos decímetros a algunos metros de diámetro. Localmente se desarrolla un horizonte de lutitas, de 10 a 20 cm de potencia, a techo de la superficie de erosión. La existencia de la superficie de erosión está ligada a la presencia de clastos angulosos (de 1 cm a 1 m) de dolmicritas del Miembro de la Figuera (parte alta de la Formación Imón) en los primeros metros de La Formación Cortes de Tajuña (Fig. 3.6). En gran parte de la zona occidental de la Cordillera Ibérica se observa un

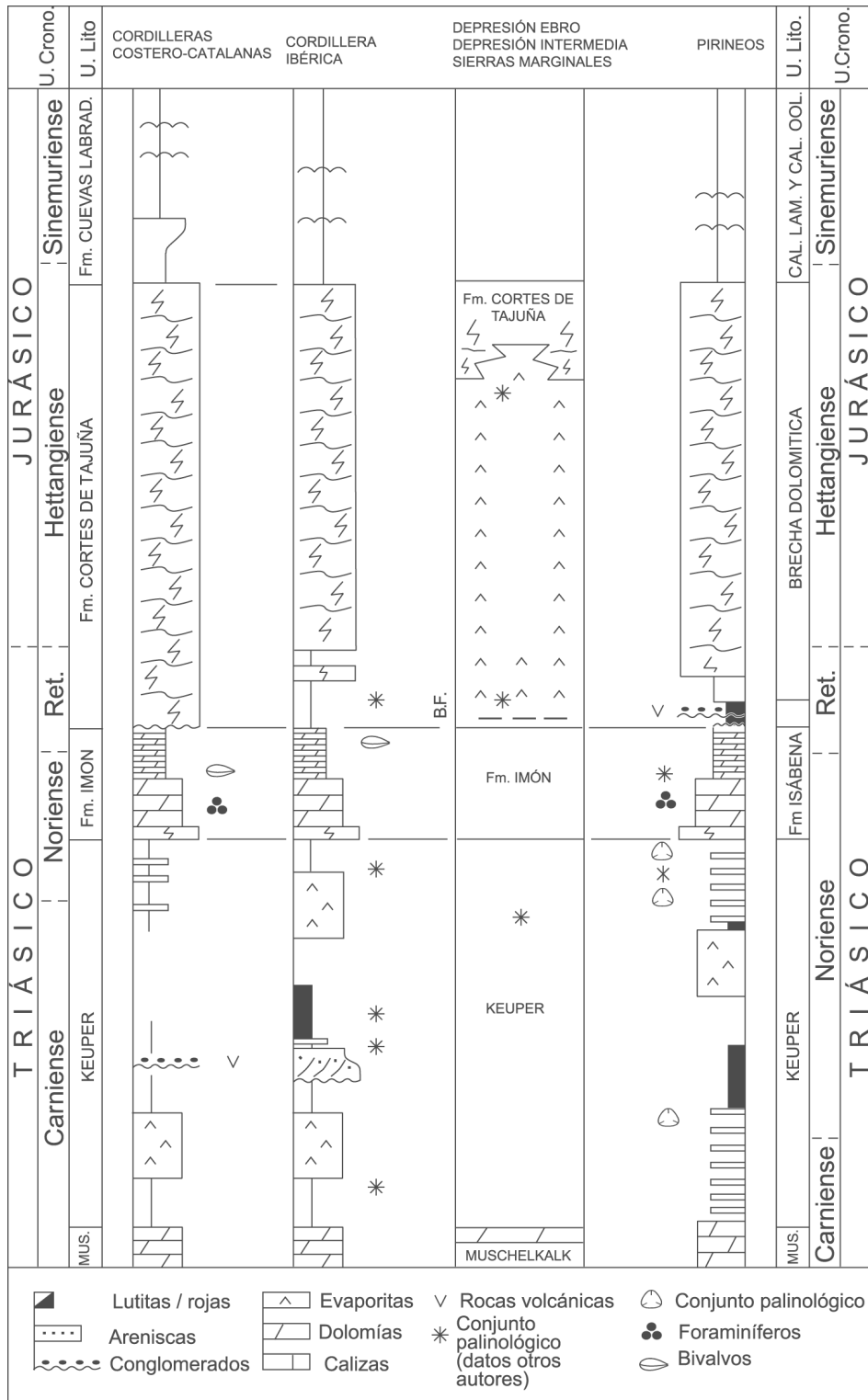


Figura 2. Unidades estratigráficas relacionadas con el límite Triásico/Jurásico. B.F. = Brecha ferruginosa.

Figure 2. Stratigraphic units related to the Triassic/Jurassic boundary. B.F. = Ferruginous breccia.

tránsito gradual entre las facies carbonatadas de la parte alta de Formación Imón con las facies lutítico-dolomíticas de la base de la Formación Cortes de Tajuña. No obstante, en la zona central de la Cordillera Ibérica el límite superior es una discontinuidad angular y erosiva (San Román y Aurell, 1992; Aurell et al., 1992; Campos et al., 1996).

La Formación Isábena, definida por Calvet y Anglada (1987), está constituida por calizas y localmente dolomías, y presenta una potencia de 20 a 35 m. Los materiales lutítico-carbonatados de la parte alta del Keuper gradan a los materiales carbonatados de la Formación Isábena. El límite superior es un contacto erosivo respecto los materiales siliciclásticos y volcánicos de la Brecha ferruginosa (Garrido, 1973; Ramón, 1989).

Formación Carniolas de Cortes de Tajuña/Zona de Anhidrita

En las Cordilleras Costero Catalanas y en la Cordillera Ibérica, a techo de la Formación Imón se disponen los brechas dolomíticas y margas de la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña (Goy et al., 1976) y localmente también presenta evaporitas (Gómez y Goy, 1998; Bordonaba et al., 1999), mientras que en las zonas más subsidentes, como la Depresión Intermedia y la Depresión del Ebro, se disponen los materiales lutítico y evaporíticos de la denominada Zona de Anhidrita (Castillo, 1974; Ortí, 1982-1983, 1987; Jurado, 1988, 1990). Las variaciones de potencia de la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña están controladas por la tectónica distensiva (San Román y Aurell, 1992; Campos et al., 1996).

La Zona de Anhidrita es equivalente a la Anhidrita de Carcelén (Ortí, 1990; Ortí y Pérez-López, 1994; Ortí et al., 1996; Pérez-López et al., 1996) definida en el Prebético y a la Formación Yesos, anhidritas y carbonatos de Lécera (Gómez y Goy, 1997, 1998) localizada en el sector central de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica.

En general, en los Pirineos a techo de la Formación Isábena se localiza un nivel métrico constituido por arcillas, siltitas y brechas, y localmente materiales volcánicos, constituyendo la denominada Brecha ferruginosa (Garrido y Ríos, 1972; Garrido, 1973; Ramón, 1989). A techo del nivel detrítico se disponen materiales carbonatados, especialmente brechas dolomíticas (Garrido, 1973; Ramón, 1989) que serían equivalentes a la Formación Cortes de Tajuña. Localmente, en el área compren-

dida entre Alòs de Balaguer y Os de Balaguer (Sierras Exteriores, Lérida) se desarrolla una potente serie evaporítica que formaría parte del “Complexe evaporitique basal” definido por Fauré (1984), y que sería el equivalente de la Zona de Anhidrita.

LITOESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA

El análisis litoestratigráfico y sedimentológico de la plataforma carbonatada del Triásico superior en el noreste de la Península Ibérica se ha dividido en tres áreas geográficas (Cordilleras Costero Catalanas, Cordillera Ibérica y vertiente surpirenaica) y se han realizado 19 columnas (Fig. 4).

Litoestratigrafía y sedimentología de la Formación Imón en las Cordilleras Costero Catalanas

La Formación Imón está constituida básicamente por dolomías bien estratificadas, tiene una potencia de 30 a 47 m, y se ha dividido en tres miembros, que de base a techo son (Fig. 5):

i) El Miembro de Dolomías, carniolas y lutitas de Miravet representa la zona de tránsito entre los materiales arcillosos y carbonatados de la parte superior del Keuper, y tiene una potencia de hasta 10 m. Las principales facies de este miembro son (Fig. 3.1): (1) dolomías (*dolmudstones*) ocreas tableadas con laminación milimétrica paralela y abundantes pseudomorfos atribuidos a minerales evaporíticos, (2) carniolas (brechas) constituidas por clastos centimétricos de dolomías, dolomías margosas y lutitas, cementadas por cemento esparítico de calcita y (3) lutitas y siltitas de diversos colores. El conjunto de facies de este miembro es interpretado como depósitos de *mud-flat* carbonatado y evaporítico.

ii) El Miembro de Dolomías de Alfara está constituido por dolomías bien estratificadas, y tiene una potencia de 15 a 25 m. El límite inferior es un contacto neto respecto a las facies del Miembro de Miravet, que en algunas secciones está representado por un estrato masivo de dolgrainstones oolíticos de hasta 80 cm de potencia. Las principales facies de este miembro son: (1) *dolmudstones*; (2) *dolwackestones-dolpackstones*, que localmente presentan laminación paralela, *ripples* de corriente, estratificación cruzada (Fig. 3.2), y fantasmas de componentes esqueléticos (bivalvos, ostrácodos, gasterópodos) y (3) *dolgrainstones*, con estratificación cruzada y otras estructuras tractivas, y abundantes fantasmas de oolitos y

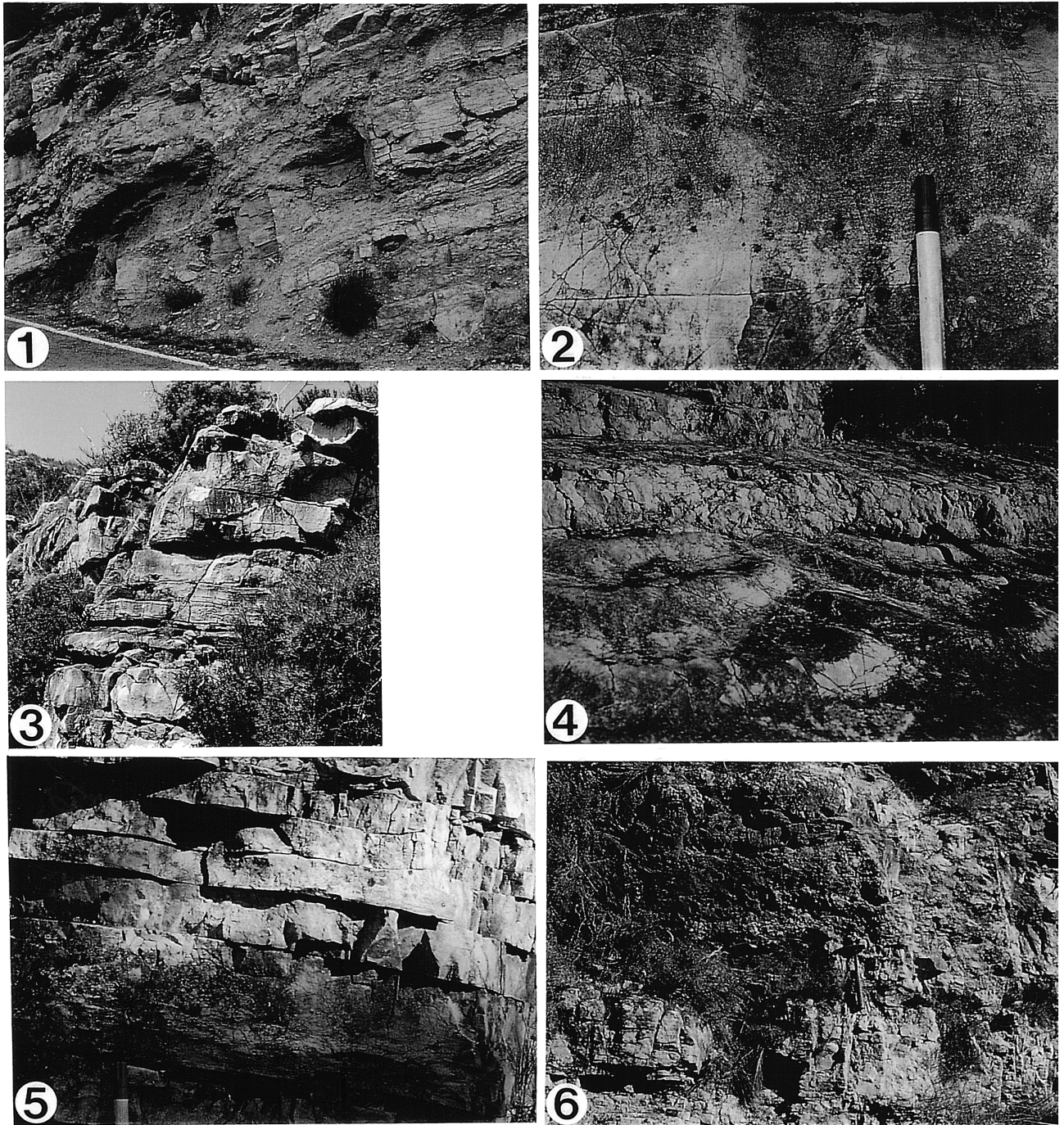


Figura 3. 1) Ciclos de somerización del Miembro de Miravet constituidos por lutitas en la base y carnioles (brechas) dolomíticas y dolomías tableadas a techo. Prat del Compte (Tarragona). 2) Dolgrainstones de oolitos con estructuras tractivas del Miembro de Alfara. Prat del Compte (Tarragona). 3) Ciclo estrato y granocreciente en el Miembro de Alfara. La Figuera (Tarragona). 4) Dolgrainstones con estructuras tipo ripples recubierto por un tramo de dolwackestones del tramo intermedio de la Cordillera Ibérica. Foz de Calanda (Teruel). 5) Dolmudstones tableados con laminación milimétrica. La Figuera (Tarragona). 6) Contacto erosivo entre dolomías (dolmicritas) tableadas del Miembro de la Figuera y las brechas dolomíticas de la Formación Carnioles de Cortes de Tajuña. Se observan bloques de las dolomías tableadas en las brechas. Horta de Sant Joan (Tarragona).

peloides. En general, estas facies se ordenan formando ciclos métricos estrato y granocrecientes (Fig. 3.3), algunos del tipo *mud-shoal*. El conjunto de facies de este miembro se interpretan como depósitos de *lagoon* relativamente restringido a depósitos de cinturón arenoso en el contexto de una plataforma carbonatada somera.

iii) El Miembro de Dolomías tableadas de La Figuera, de 10 y 15 m de potencia, se dispone mediante un contacto neto respecto el Miembro de Alfara. El Miembro de La Figuera está formado básicamente por *dolmudstones* tableados con laminación milimétrica (Fig. 4.5) y localmente abundantes pseudomorfo atribuidos a minerales evaporíticos y rellenos de cemento esparítico de calcita. Esta facies localmente presenta niveles centimétricos de acumulación de conchas muy finas de bivalvos. Hacia techo del miembro se localizan niveles centimétricos de *dolpackstones* con fantasmas de algas dasicladáceas y de *dolgrainstones* oolíticos con estructuras tractivas. Las facies de este miembro son interpretados como depósitos de *sabkha* carbonatada.

Litoestratigrafía y sedimentología de la Formación Imón en la Cordillera Ibérica

La Formación Imón en la Cordillera Ibérica está constituida básicamente por dolomías bien estratificadas, presenta una potencia que oscila entre 20 y 35 m, y consta de base a techo de los siguientes tramos (Fig. 6):

i) Un tramo inferior constituido por una alternancia de lutitas de diversos colores, dolomías (*dolmudstones*) y carniolas (brechas), de 3 a 10 m de potencia. El conjunto de facies de este tramo se interpreta como depósitos de *mud-flat* carbonatado y evaporítico. Este tramo equivale a la unidad de tránsito descrita por Hinkelbein (1969), Goy et al. (1976), Goy y Yébenes (1977), Gómez (1979) y Vázquez (1981).

ii) Un tramo intermedio constituido por dolomías bien estratificadas, de 10 a 22 m de potencia. Las principales facies de este tramo son: (1) *dolmudstones-dolwackestones* en estratos decimétricos y (2) *dolwackesto-*

nes-dolpackstones, que localmente presentan estratificación cruzada (Fig. 3.4) y abundantes fantasmas de oolitos y peloides. Los depósitos oolíticos presentan ciclos de 1 a 2 m de potencia, con base erosiva y granodecrecientes, e interpretados como depósitos de canales mareales y ciclos métricos (de 2 a 5 m de potencia) estrato y granocrecientes tipo *mud-shoal*. El conjunto de facies de este tramo se interpretan como depósitos de *lagoon* relativamente restringido a depósitos de cinturón arenoso en el contexto de una plataforma carbonatada somera.

iii) Un tramo superior, de pocos metros a 18 m de potencia, constituido básicamente por *dolmudstones* tableados con abundantes pseudomorfo atribuidos a minerales evaporíticos y rellenos de cemento esparítico de calcita, y localmente intraclastos y domos estromatolíticos. Las facies de este tramo son interpretados como depósitos de *sabkha* carbonatada.

Litoestratigrafía y sedimentología de la Formación Isábena en la vertiente surpirenaica

La Formación Isábena está constituida por calizas bien estratificadas, lutitas y dolomías; tiene una potencia de 20 a 35 m, y se ha dividido en tres miembros (Márquez et al., 1994; Arnal et al., 1994), que de base a techo son (Fig. 7):

i) El Miembro de Dolomías y lutitas de Bruguet, que no supera los 10 m de potencia y está constituido principalmente por dolomías tableadas con laminación milimétrica plana, *ripples* de corriente y pseudomorfo lenticulares atribuidos a minerales evaporíticos, lutitas y carniolas (brechas). El conjunto de facies de este miembro se interpretan como depósitos de llanura de inundación con claras influencias marinas en un contexto climático semiárido.

ii) El Miembro de Calizas oolíticas de Bonansa está constituido por calizas bien estratificadas, texturalmente de *mudstones* a *grainstones*, y de 5 a 12 m de potencia. El límite inferior es un contacto neto respecto el Miembro de Bruguet. Las principales facies de este miembro son:

Figure 3. 1) Shallowing upward cycles in the Miravet Member made up of lutites in the base and dolomitic breccias and thin-bedded dolomites at the top. Prat del Compte (Tarragona). 2) Oolitic *dolgrainstones* with tractive structures in Alfara Member. Prat del Compte (Tarragona). 3) Thickening and coarsening upward cycle in Alfara Member. La Figuera (Tarragona). 4) *Dolgrainstones* with ripples overlain by *dolwackestones* in the intermediate unit of the Iberian Cordillera. Foz de Calanda (Teruel). 5) Thin bedded *dolmudstones* with millimetre-thick lamination. La Figuera (Tarragona). 6) Erosive contact between the thin bedded dolomites in La Figuera Member and the dolomitic breccias in Cortes de Tajuña Formation. Thin bedded dolomite boulders occur in the dolomitic breccias. Horta de Sant Joan (Tarragona).

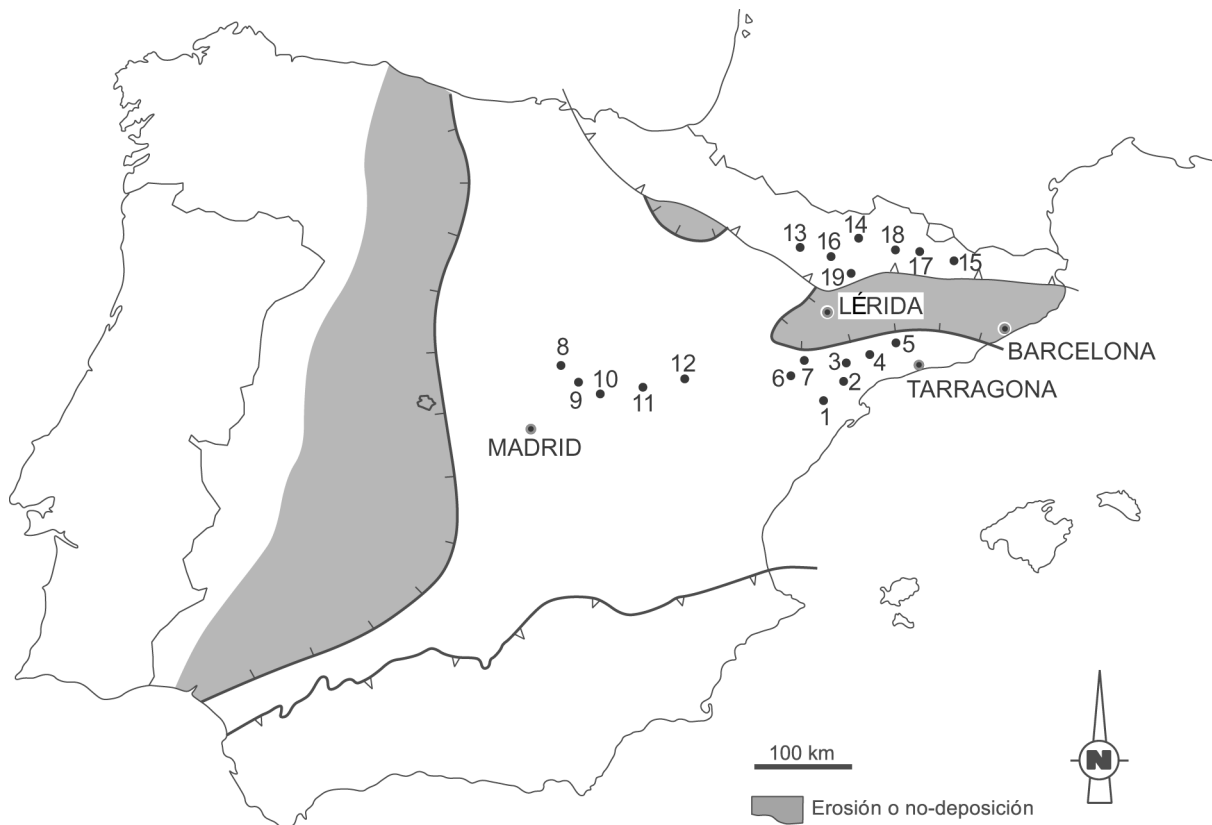


Figura 4. Situación de las 19 columnas estratigráficas realizadas de la Formación Imón en las Cordilleras Costero Catalanas, en la Cordillera Ibérica y de la Formación Isábena en la vertiente sudpirenaica. 1) Alfara, 2) Benifallet, 3) Miravet, 4) Serra d'Almos, 5) La Figuera, 6) Horta de Sant Joan, 7) Fontcalda, 8) Imón, 9) Pelegrina, 10) Ablanque, 11) Pinilla de Molina, 12) Foz de Calanda, 13) Bonansa, 14) Bruguet, 15) Baga, 16) Colobó, 17) Canelles, 18) Racó dels Mons, 19) Camarasa.

Figure 4. Location of the 19 stratigraphical sections made up from Imón Formation in the Catalan Coastal Ranges, in the Iberian Ranges and from Isábena Formation in the southern Pyrenees. 1) Alfara, 2) Benifallet, 3) Miravet, 4) Serra d'Almos, 5) La Figuera, 6) Horta de Sant Joan, 7) Fontcalda, 8) Imón, 9) Pelegrina, 10) Ablanque, 11) Pinilla de Molina, 12) Foz de Calanda, 13) Bonansa, 14) Bruguet, 15) Baga, 16) Colobó, 17) Canelles, 18) Racó dels Mons, 19) Camarasa.

packstones-grainstones oolíticos, *packstones-grainstones* de intraclastos, *packstones* peletoidales y *mudstones-wackestones*. La facies de *packstones-grainstones* oolíticos presenta a menudo estratificación cruzada y otras estructuras de corriente y contiene una asociación de foraminíferos constituida por *Trocholina*, *Aulotortus* y *Gandinella*. El conjunto de facies de este miembro se interpretan como depósitos de plataforma carbonatada poco profunda en la que se desarrollan pequeñas barras oolíticas.

iii) El Miembro de Calizas tableadas de Colobó está constituido por estratos decimétricos de calizas y localmente dolomías y presenta una potencia que oscila entre 5 a 15 m. El conjunto de las facies de este miembro se in-

terpretan como depósitos de ambiente muy restringido a depósitos de *sabkha* carbonatada.

Síntesis litoestratigráfica y comparación con otras áreas

La correlación de las unidades litoestratigráficas de la Formación Imón de las Cordilleras Costeros Catalanas, de la Cordillera Ibérica y de la Formación Isábena está esquematizada en la figura 8. Esta correlación se ha realizado sobre la base de criterios litológicos, paleontológicos (cuando es posible) y sedimentológicos, y se esquematiza de la forma siguiente:

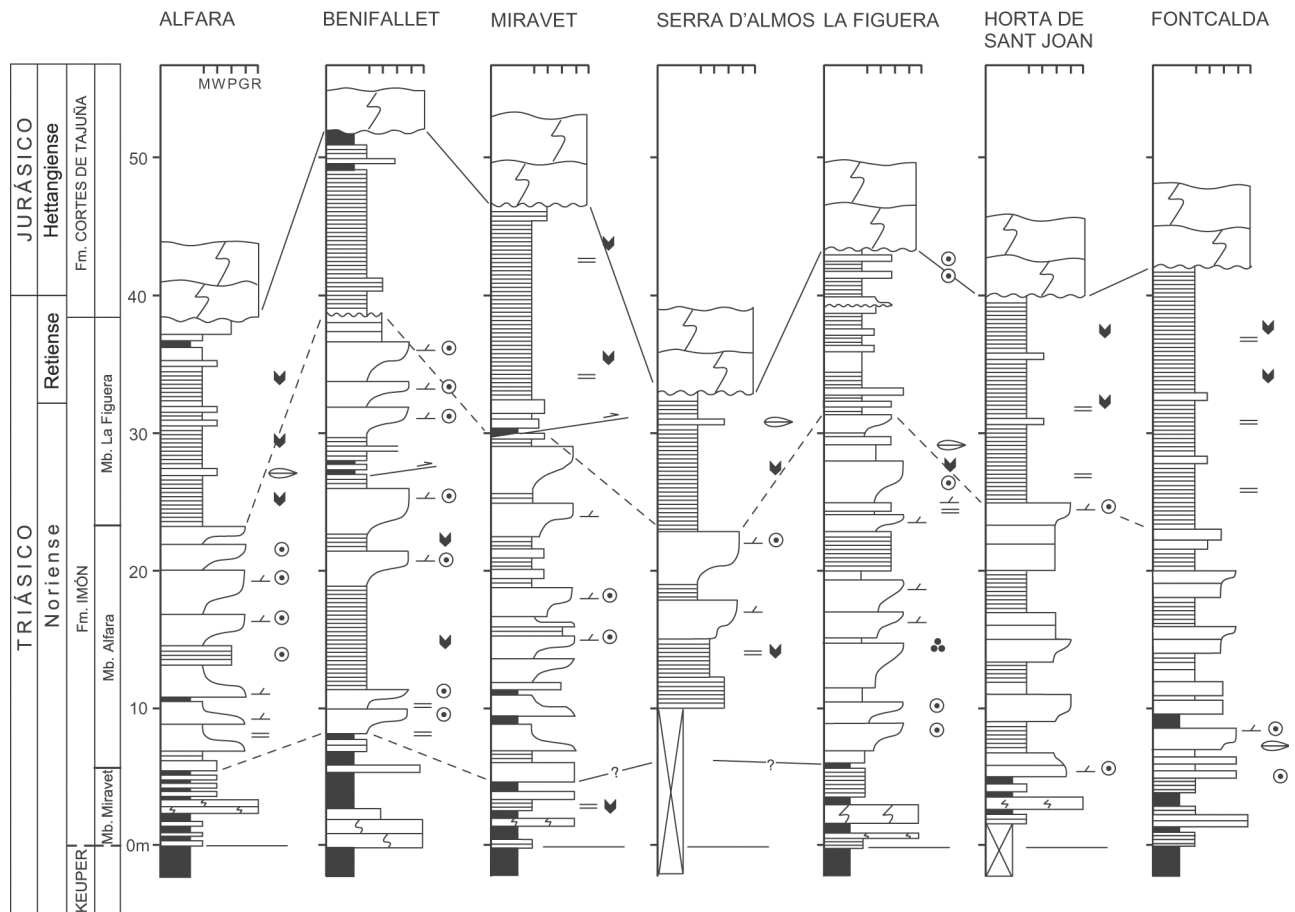


Figura 5. Estratigrafía de la Formación Imón en las Cordilleras Costero Catalanas.

Figure 5. Stratigraphy of Imón Formation in the Catalan Coastal Ranges.

i) El Miembro de Dolomías, carníolas y lutitas de Miravet de las Cordilleras Costero Catalanas es equivalente al tramo inferior de la Cordillera Ibérica (el tramo de transición de algunos autores) y al Miembro de Dolomías y lutitas de Bruguet de los Pirineos. El conjunto de facies de estas unidades se interpretan como depósitos de plataforma perimareal carbonatada o depósitos de llanura de inundación.

ii) El Miembro de Dolomías de Alfara de las Cordilleras Costero Catalanas es equivalente al tramo intermedio de la Cordillera Ibérica y al Miembro de Calizas oolíticas de Bonansa de los Pirineos. El conjunto de facies de estas unidades se interpretan como depósitos de plataforma carbonatada somera en la que se desarrolla un cinturón arenoso fundamentalmente oolítico.

iii) El Miembro de dolomías tableadas de La Figuera de las Cordilleras Costero Catalanas es equivalente al tramo superior de la Cordillera Ibérica y al Miembro de Calizas tableadas de Colobó de los Pirineos. El conjunto de facies de estas unidades se interpretan como depósitos de *sabkha* carbonatada con claras influencias evaporíticas.

La Formación Imón/Formación Isábena es equivalente a las “Dolomie de Carcans” en la cuenca de Aquitania (Curnelle, 1983; Curnelle y Cabanis, 1989) y a la Formación Boutenac en la vertiente norpirenaica (Peybernès et al., 1988; Fréchengues et al., 1992). La Formación Imón/Formación Isábena podría ser equivalente a la Formación Zamoranos (Pérez-López et al., 1992; Ortí y Pérez-López, 1994; Pérez-López et al., 1996) del área sudibérica, aunque la determinación cronoestratigráfica de la Formación Zamoranos no es muy precisa.

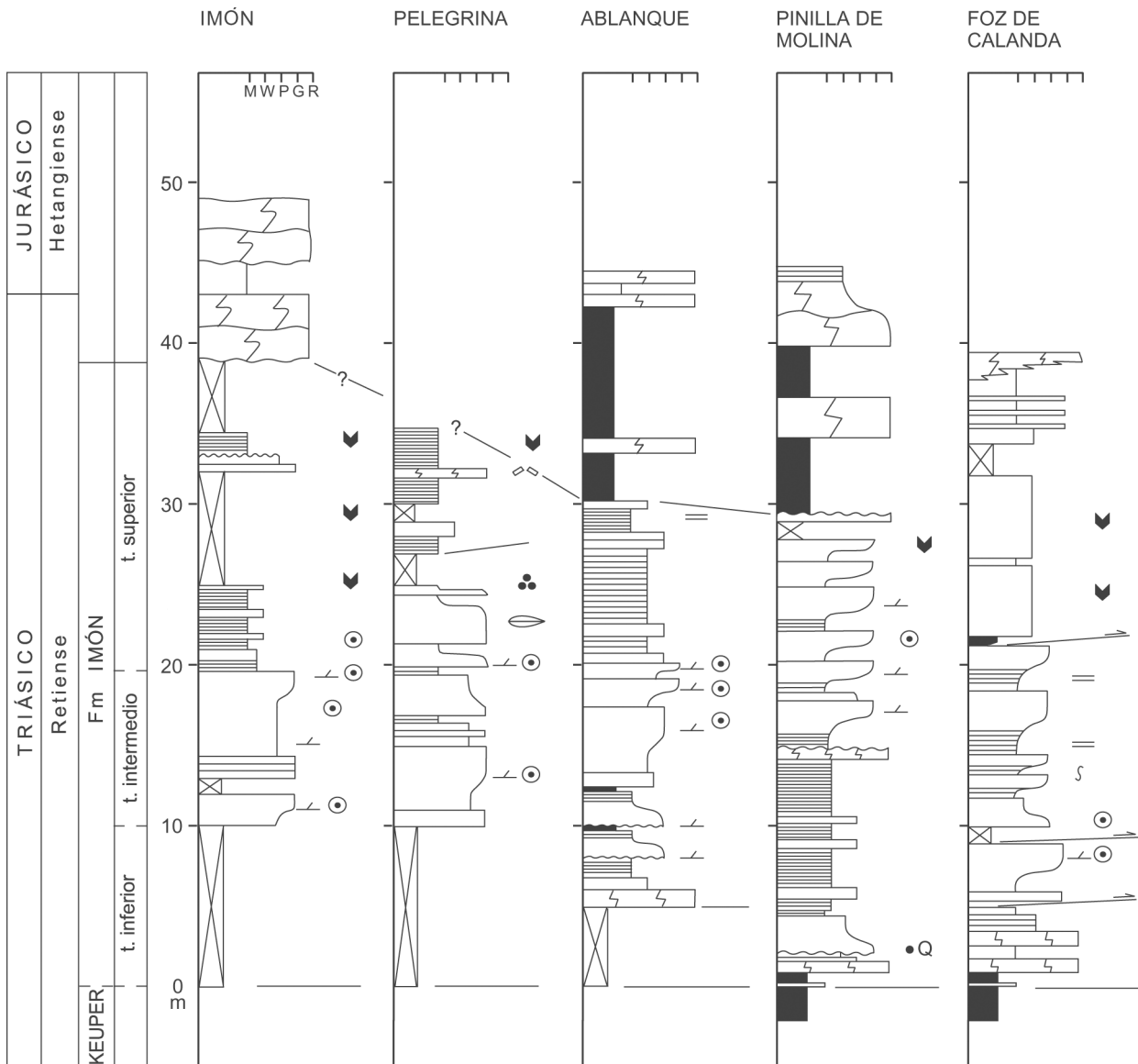


Figura 6. Estratigrafía de la Formación Imón en la Cordillera Ibérica.

Figure 6. Stratigraphy of Imón Formation in the Iberian Ranges.

REGISTRO PALEONTOLÓGICO Y CRONOESTRATIGRAFÍA

La determinación cronoestratigráfica de la Formación Imón y de la Formación Isábena se ha basado fundamentalmente en los datos proporcionados por las asociaciones de foraminíferos y de bivalvos, así como los proporcionados por el análisis palinológico de las facies Keuper y de la Formación Cortes de Tajuña/Zona de Anhidrita.

Registro paleontológico de la Formación Imón

La intensa dolomitización de los materiales de la Formación Imón impide, en general, la observación de los componentes y de los restos fósiles.

Foraminíferos: El Miembro de Dolomías tableadas de La Figuera en la serie de Alfara ha proporcionado *Nodosaria ordinata* TRIFONOVA, *Trochammina jaunensis* BRONNIMANN & PAGE (Fig. 9.11), *Agathammina*

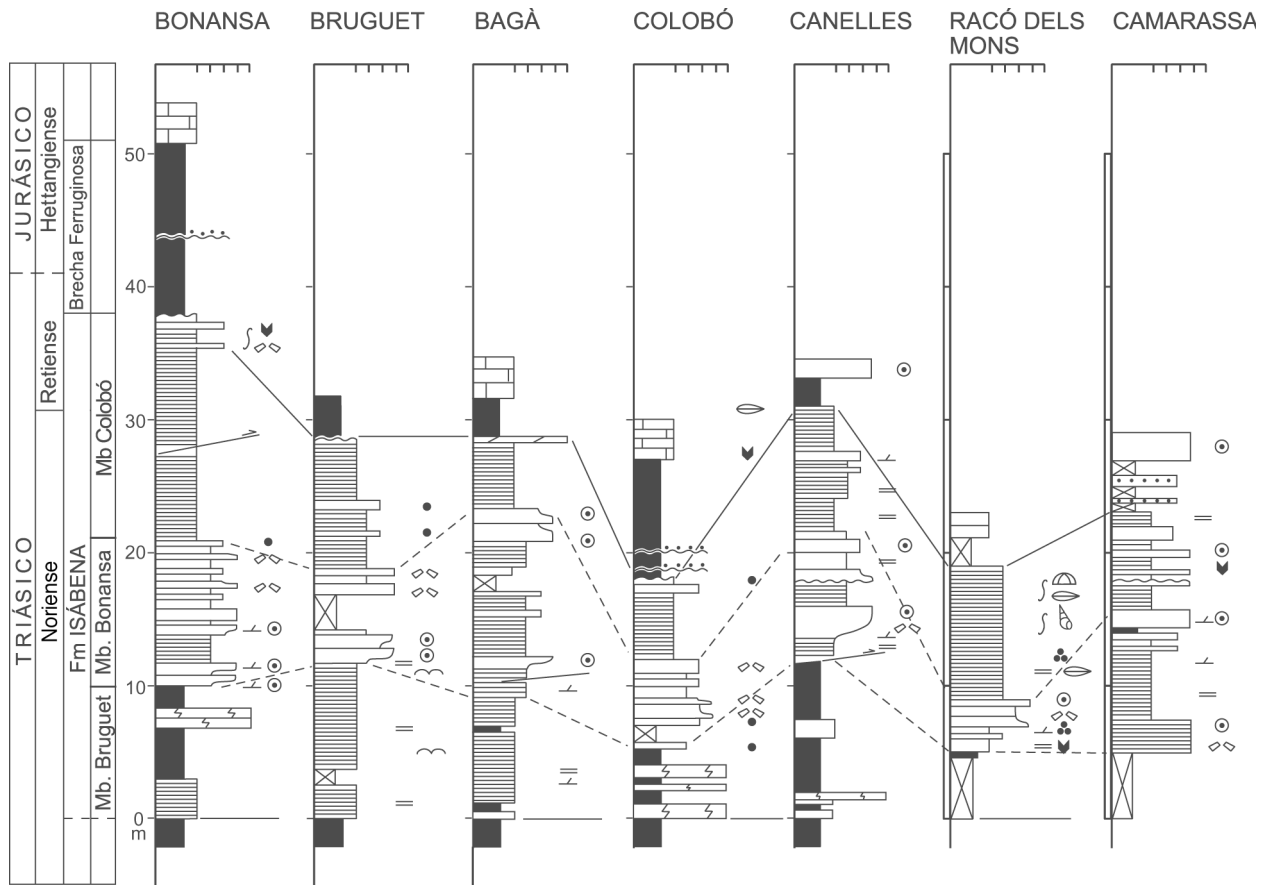


Figura 7. Estratigrafía de la Formación Isábena en la vertiente sudpirenaica.

Figure 7. Stratigraphy of Isábena Formation in the southern Pyrenees.

australpina KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN y en la serie de Serra d'Almos ha proporcionado *Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN). Asimismo se han detectado fantasmas de *Spirillina* sp., *Dentalina* sp. y *Agathammina* sp.

Bivalvos: La base del Miembro de Alfara en la serie de la Fontcalda presenta un nivel con abundantes bivalvos y algunos gasterópodos no determinables. El Miembro de Dolomías tableadas de La Figuera en la serie de Alfara ha proporcionado las siguientes especies: *Nuculana* cf. *borsonii* (STOPPANI), *Neoschizodus reziae* (STOPPANI), *Pseudocorbula alpina* (WINKLER,.) *Protocardia* cf. *rhaetica* (MERIAN in E. LINTH) y *Laternula* cf. *amicii* (STOPPANI). Goy y Márquez-Aliaga (1994, 1998) y Márquez-Aliaga y Martínez (1996) citan una asociación de bivalvos similar a la descrita en el tramo superior de la Formación Imón en la localidad de Renales (Guadalajara).

Palinología: Se ha realizado el estudio palinológico de 30 muestras procedentes de los tramos lutíticos de la base de la Formación Imón, de las cuales todas han dado resultados negativos.

Registro paleontológico de la Formación Isábena

Foraminíferos: La presencia de foraminíferos en la Formación Isábena ha sido puesto de relieve por Estévez (1968), Vachard et al. (1989, 1990), Márquez (1991, 1994), Fréchengues y Peybernés (1991) y Arnal et al. (1994).

El Miembro de Calizas oolíticas de Bonansa presenta en la serie de Bonansa *Aulotortusfriedli* (KRISTAN-TOLLMANN), *Gandinella falsofriedli* (SALAJ, BORZA & SAMUEL) y *Nodosaria ordinata* TRIFONOVA y

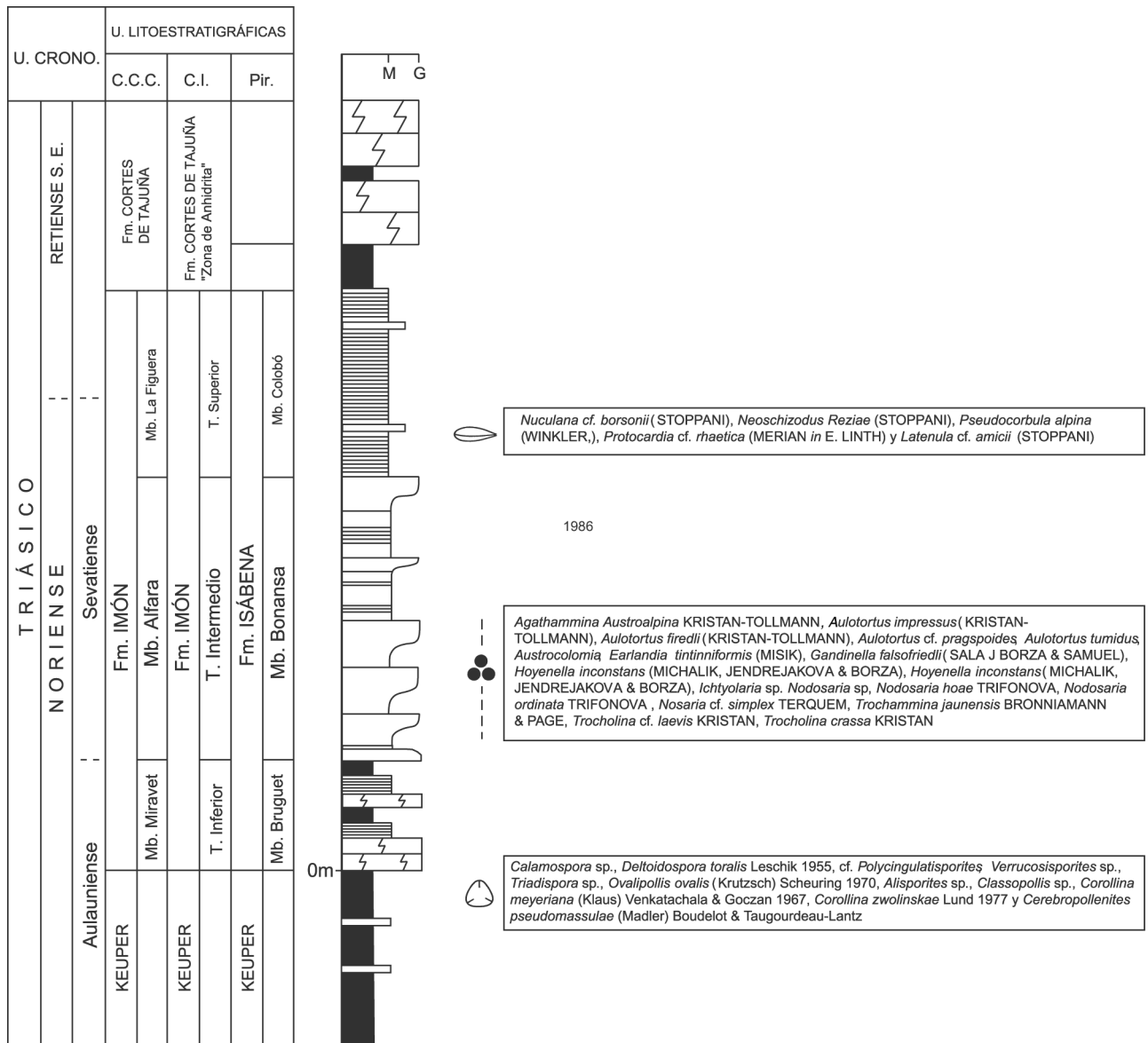


Figura 8. Correlación estratigráfica de la Formación Imón en las Cordilleras Costero Catalanas C.C.C.) y en la Cordillera Ibérica (C.I.) y con la Formación Isábena en la vertiente sudpirenaica (Pir.).

Figure 8. Stratigraphic correlation between the Imón Formation in the Catalan Coastal Ranges (C.C.C.) and the Iberian Ranges (C.I.) with the Isábena Formation in the southern Pyrenees (Pir.).

en la serie de Brugué presenta *Trocholina cf. laevis* KRISTAN, *Trocholina crassa* KRISTAN, *Aulotortus firedli* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus impressus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN) y algunas formas atribuibles a *Nodosaria cf. simplex* TERQUEM. Este mismo miembro presenta en la serie del Racó dels Mons *Nodosaria ordinata* TRIFONOVA, *Nodosaria hoae* TRIFONOVA, *No-*

dosaria sp., *Ichtyolaria sp.*, y *Austrocolomia* ?; en la serie de Os de Balaguer *Aulotortus firedli* (KRISTAN-TOLLMANN), *Glomospirella hoae* KRISTAN-TOLLMANN, *Glomospirella llaparela* KRISTAN-TOLLMANN, *Glomospirella amplificata* KRISTAN-TOLLMANN, *Gandinella falsofriedli* (SALAJ, BORZA y SAMUEL), *Hoyenella inconstans* (MICHALIK, JENDREJAKOVA & BORZA), *Earlandia tintinniformis* (MISIK), *Nodosaria*

ordinata TRIFONOVA y *Aulotortus* cf. *pragsoides*. (Fig. 9) y en la serie dels Terrers *Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN) y *Hoyenella inconstans* (MICHALIK, JENDREJKOVA & BORZA) (Fig. 9).

Bivalvos: Fallot y Astre (1927) citan la presencia de *Avicula contorta* en las cercanías de Poble de Lillet (Barcelona), y Ashauer (1943) lo cita en diversas localidades de los Pirineos orientales de la provincia de Girona.

Palinología: En Noves de Segre la base de la Formación Isábena ha proporcionado un conjunto palinológico (Calvet et al., 1993) constituido por *Calamospora* sp., *Deltoidospora toralis* Leschik 1955, cf. *Polycingulatisporites*, *Verrucosiporites* sp., *Triadispora* sp., *Ovalipollis ovalis* (Krutzsch) Scheuring 1970, *Alisporites* sp., *Classopollis* sp., *Corollina meyeriana* (Klaus) Venkatachala & Goczan 1967, *Corollina zwolinskae* Lund 1977 y *Cerebropollenites pseudomassulae* (Madler) Boudelot y Taugourdeau-Lantz 1986.

Vachard et al. (1989, 1990) citan en Bac Grilleria (Girona) una asociación palinológica en la que domina *Corollina meyeriana*, *Rhaetipollis germanicus*, *Granuloperculatipollis rudis*, *Cerebropollenites pseudomassulae*, *Riciisporites tuberculatus* y *Ovalipollis pseudoalatus*.

Asimismo, la Formación Isábena ha proporcionado equinodermos ("*Cidaris*" *grandedaeva* GOLFUSS), anélidos (*Spirorbis*), y coprolitos (*Parafavreina thronensis* BRONNIMANN, CARON y ZANINETTI y *Palaixius* sp).

Cronoestratigrafía de las Formación Imón y de la Formación Isábena

La datación cronoestratigráfica de la Formación Imón y de la Formación Isábena se ha realizado básicamente a partir de las asociaciones de foraminíferos y de bivalvos. Los datos suministrados por el análisis palinológico de los materiales infrayacentes (facies Keuper) y de los suprayacentes (Formación Cortes de Tajuña/Zona de Anhidrita) se utilizarán para precisar la edad de las unidades litoestratigráficas relacionadas con el límite Triásico/Jurásico.

Las asociaciones de foraminíferos presentes en la Formación Isábena permiten establecer una datación cronoestratigráfica muy precisa de esta formación. La pre-

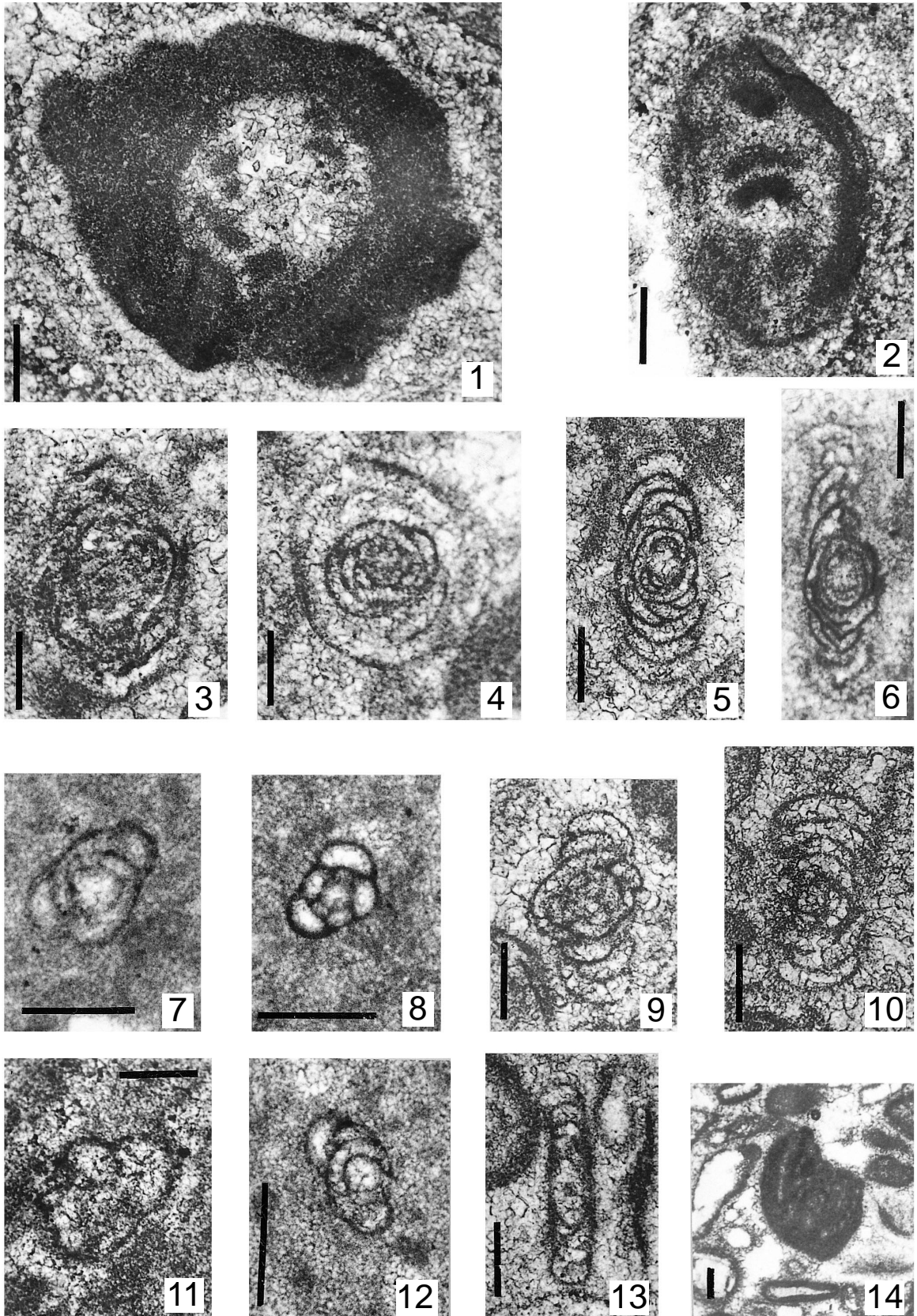
sencia de *Gandinella falsofriedli* (SALAJ, BORZA & SAMUEL) y la ausencia de *Triasina hantkeni* MAJZON indicaría, según la biozonación establecida por Salaj et al. (1988) para el área carpato-balcánica, que los materiales estudiados se encuentran en la zona de *Gandinella falsofriedli*. En consecuencia, a la Formación Isábena, o al menos al Miembro de Calizas oolíticas de Bonansa, se le puede atribuir una edad Alauniense terminal-Sevatiense medio (Noriense s.s. terminal ?- Retiense s.l. inferior).

La asociación de bivalvos de la Formación Imón con especies como *Neoschizodus reziae*, *Pseudocorbula alpina*, *Protocardia* cf. *rhaetica* y *Laternula* cf. *amicii* se registra p.p. en las capas con *Avicula contorta* en Lombardía (Stoppani, 1860-1865), y que han sido datadas como Retiense inferior por Allasinaz (1962) y Sirna (1968). *Neoschizodus reziae*, es particularmente frecuente en la parte inferior de las "capas con *Avicula contorta*" o "Retiense inferior" en numerosas localidades de los Alpes y de los Apeninos. Las demás especies han sido citadas también como procedentes de materiales atribuidos al Noriense o al Retiense en diferentes localidades alpinas.

Los datos proporcionados por el análisis palinológico en las distintas unidades relacionadas con el límite Triásico/Jurásico permiten delimitar de forma más precisa la edad de la Formación Imón y de la Formación Isábena. Para Castillo (1974), Solé de Porta y Ortí (1982), Torres (1990), Pérez-López (1991), Barrón y Goy (1994) y Gómez y Goy (1997, 1998) las asociaciones palinológicas, en especial de los tramos inferiores y medios de las facies Keuper, de la Cordillera Ibérica, del Sudibérico y de la Depresión del Ebro determinan el Carniense. En los Pirineos (Calvet et al., 1993), las asociaciones palinológicas determinan una edad Carniense en la base de las facies Keuper, una edad Noriense para gran parte de la serie y una edad Retiense para la parte más superior de las facies Keuper. Las diferentes asociaciones palinológicas entre ambas áreas (Cordillera Ibérica, Sudibérico y Depresión del Ebro por un lado y Pirineos por otro) pueden responder a un diacronismo de las facies Keuper o quizás a un control paleoclimático.

Sobre la base de las asociaciones palinológicas Vachard et al. (1990) determinan una edad Noriense superior-Retiense para la Formación Isábena en Bac Grilleria (Girona) y Boutet et al. (1982) una edad Noriense superior para los materiales carbonatados situados a techo de las facies Keuper en Valldemosa (Mallorca).

A partir de los datos palinológicos suministrados (Castillo, 1974; Ortí y Pérez-López, 1994; Barrón y Goy,



1994; Pérez-López et al., 1996; Ortí et al., 1996 y Gómez y Goy, 1997, 1998) puede atribuirse una edad Retiense para la base de la Formación de los Cortes de Tajuña y la base de la Zona de Anhidrita y una edad Hettangiense a los tramos intermedios y superiores de ambas formaciones.

En síntesis, las facies Keuper tendrían una edad Carniense-Noriense inferior y medio, la Formación Imón y la Formación Isábena una edad Noriense superior-Retiense y la Formación Cortes de Tajuña/Zona de Anhidrita una edad Retiense-Hettangiense.

DIAGÉNESIS DE LA FORMACIÓN IMÓN

Dolomitización

La Formación Imón está constituida básicamente por dolomías estratificadas, mientras que la Formación Isábena está formada por calizas. La petrología de las dolomías de la Formación Imón ha sido descrita por diversos autores (Goy et al., 1976; Goy y Yébenes, 1977; Giner, 1978, 1980; Gómez, 1979; Pérez-López, 1991; San Román y Aurell, 1992).

Petrología y mineralogía de las dolomías

Las dolomías de la Formación Imón, en base a la textura y tamaño de los cristales, se han dividido en dos grandes tipos litológicos: dolmicritas blancas y dolsparitas grises. Las dolmicritas blancas constituyen parte del Miembro de Dolomías, carniolas y lutitas de Miravet o del tramo inferior y la casi totalidad del Miembro de Dolomías tableadas de La Figuera y el tramo superior. Las dolsparitas grises, localizadas en la parte inferior-media

de la formación, constituyen gran parte del Miembro de Dolomías de Alfara y el tramo intermedio.

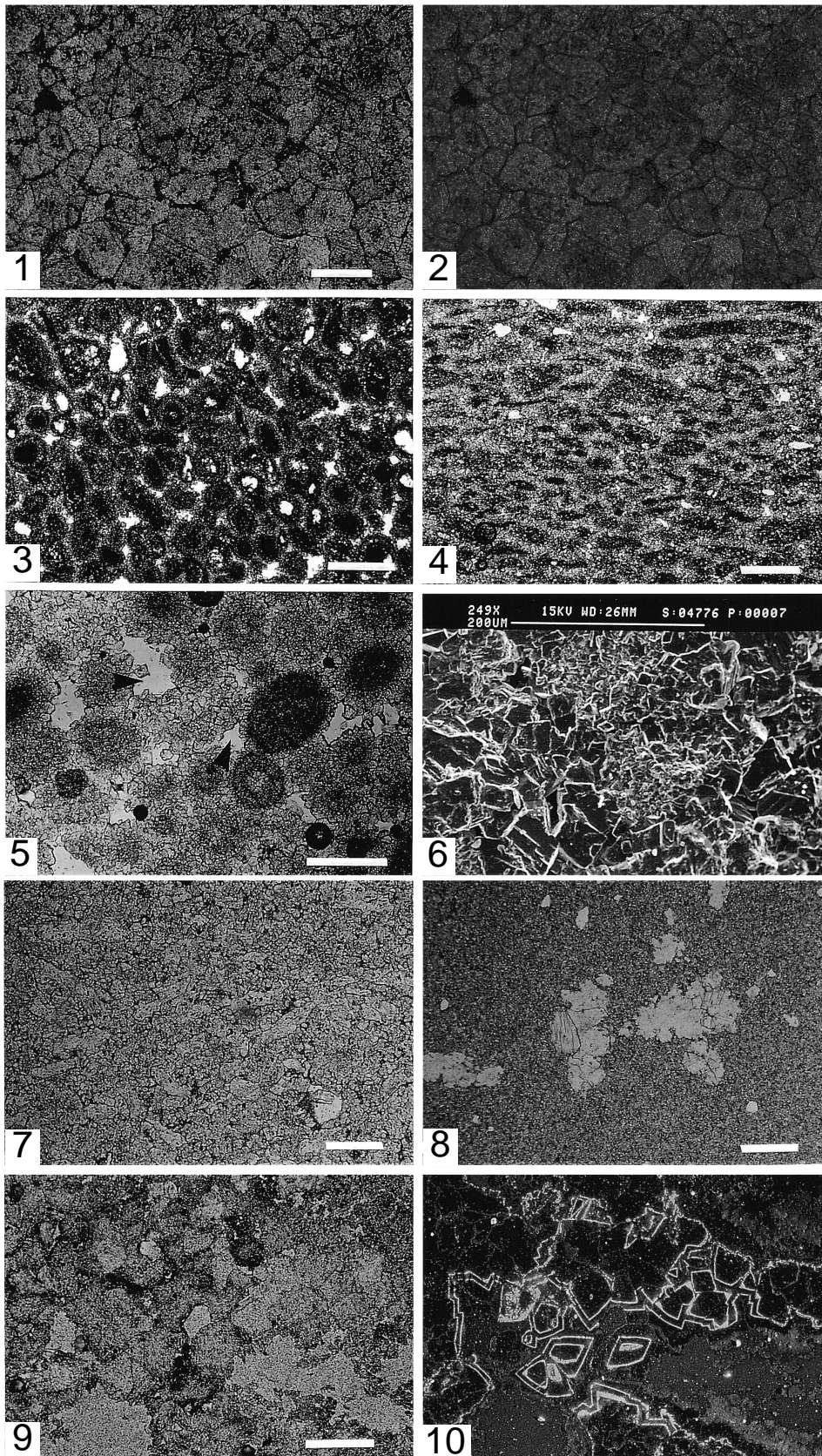
Las dolsparitas, que en general corresponden a dolgrainstones y dolpackstones, presentan una amplia variedad de tipos petrográficos: dolsparitas homogéneas, dolsparitas con granos de dolmicrita y matriz/cemento de dolsparita, y dolsparita con cristales en forma de huso. Las dolmicritas, que texturalmente corresponden a dolmudstones y dolwackestones, presentan una gran homogeneidad petrográfica.

Dolsparitas homogéneas: Esta textura de dolomía se dispone en estratos decimétricos a métricos de color gris a gris claro y están constituidas por cristales anhedrales a subeudrales y raramente euhedrales, de 14 a 120 μm , constituyendo una textura "replacive", penetrativa y destructiva (Fig. 10.1). Las dolsparitas son de color naranja mate al microscopio de catodoluminiscencia (Fig. 10.2). Esta textura dolsparítica presenta valores de porosidad bajos, del orden del 1 % o menos. La composición mineralógica de las dolsparitas (26 puntos analizados en la microsonda electrónica) varía de $(\text{CO}_3)_2\text{Mg}_{43.2}\text{Ca}_{56.6}$ a $(\text{CO}_3)_2\text{Mg}_{46.8}\text{Ca}_{52.9}$, siendo la composición media $(\text{CO}_3)_2\text{Mg}_{45.1}\text{Ca}_{56.6}$.

Dolsparitas con granos de dolmicrita y matriz/cemento de dolsparita: Estas dolsparitas presentan fantasmas de oolitos (Figs. 10.3 y 10.5), peloides y intraclastos (Fig. 10.4), que están constituidos por cristales de dolmicrita menores de 3 a 21 μm . La composición mineralógica (34 puntos analizados) de los granos de dolmicrita varía de $(\text{CO}_3)_2\text{Mg}_{45.0}\text{Ca}_{54.7}$ a $(\text{CO}_3)_2\text{Mg}_{46.3}\text{Ca}_{53.1}$, siendo la composición media $(\text{CO}_3)_2\text{Mg}_{45.7}\text{Ca}_{54.0}$. Localmente, los granos presentan una envuelta de cemento dolomítico en disposición "rim" constituido por cristales subeudrales de 50 a 74 μm ocupando porosidad interpartí-

Figura 9. Foraminíferos de las Formaciones Isábena e Imón. 1) *Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN) (x 140), Os de Balaguer. 2) *Aulotortus cf. pragsoides*. (OBERHAUSER) (x 140), Os de Balaguer. 3-4) *Gandinella falsofriedli* (SALAJ, BORZA & SAMUEL) (x 140), Os de Balaguer. 5-9-10) *Glomospirella hoae* KRISTAN-TOLLMANN (x 140), Os de Balaguer. 6) *Glomospirella amplificata* KRISTAN-TOLLMANN (x 140). 7-8-12) *Hoyenella inconstans* (MICHALIK, JENDREJAKOVA & BORZA) (x 220), Els Terrers. 11) *Trochammina jaunensis* BRONNIMANN & PAGE. (x 140), Alfara. 13) *Glomospirella paralela* KRISTAN-TOLLMANN (x 140), Os de Balaguer. 14) *Parafavreina thoronetensis* BRONNIMANN, CARON y ZANINETTI (x 55), Els Terrers. Todas las barras negras equivalen a 100 micras.

Figure 9. Foraminifera in the Isábena and Imón Formations. 1) *Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN) (x 140), Os de Balaguer. 2) *Aulotortus cf. pragsoides*. (OBERHAUSER) (x 140), Os de Balaguer. 3-4) *Gandinella falsofriedli* (SALAJ, BORZA & SAMUEL) (x 140), Os de Balaguer. 5-9-10) *Glomospirella hoae* KRISTAN-TOLLMANN (x 140), Os de Balaguer. 6) *Glomospirella amplificata* KRISTAN-TOLLMANN (x 140). 7-8-12) *Hoyenella inconstans* (MICHALIK, JENDREJAKOVA & BORZA) (x 220), Els Terrers. 11) *Trochammina jaunensis* BRONNIMANN & PAGE. (x 140), Alfara. 13) *Glomospirella paralela* KRISTAN-TOLLMANN (x 140), Os de Balaguer. 14) *Parafavreina thoronetensis* BRONNIMANN, CARON y ZANINETTI (x 55), Els Terrers. All the black bars equivalent to 100 microns.



cula (Fig. 10.5) y menos frecuentemente tapizando la porosidad móldica de oolitos disueltos. Esta textura dolspáritica presenta valores de porosidad comprendidos entre un 1 a un 5 % del tipo intrapartícula (Fig. 10.5) y menos frecuentemente interpartícula (Fig.10.6). La composición mineralógica (44 puntos analizados) de la dolspáritica “rim” varía de $(\text{CO}_3)_2\text{Mg}_{44.7}\text{Ca}_{54.8}$ a $(\text{CO}_3)_2\text{Mg}_{46.5}\text{Ca}_{53.3}$, siendo la composición media $(\text{CO}_3)_2\text{Mg}_{45.7}\text{Ca}_{54.0}$.

Dolspáritica con cristales en forma de huso: Esta dolspáritica está constituida por cristales en forma de huso dispuestos al azar y hasta 140 μm de longitud (Fig. 10.7). La composición mineralógica de la dolspáritica en forma de huso (8 puntos analizados en la microsonda electrónica) varía de $(\text{CO}_3)_2\text{Mg}_{45.0}\text{Ca}_{54.7}$ a $(\text{CO}_3)_2\text{Mg}_{46.3}\text{Ca}_{53.1}$, siendo la composición media $(\text{CO}_3)_2\text{Mg}_{45.7}\text{Ca}_{54.0}$. Esta textura es muy poco común.

Dolmicritas: Las dolmicritas están constituidas por cristales de dolomita de 3 μm a 14 μm . La composición mineralógica de la dolmicrita (42 puntos analizados en la microsonda electrónica) varía de $(\text{CO}_3)_2\text{Mg}_{39.9}\text{Ca}_{59.9}$ a $(\text{CO}_3)_2\text{Mg}_{49.8}\text{Ca}_{50.0}$, siendo la composición media $(\text{CO}_3)_2\text{Mg}_{44.1}\text{Ca}_{55.6}$. Las dolmicritas presentan valores muy bajos de porosidad, siempre menores del 1%. Las dolmicritas constituyen estratos centimétricos y decimétricos y presentan pseudomorfos atribuidos a minerales evaporíticos (Fig. 10.8), laminación milimétrica difusa, laminación criptoalgal, estromatolitos, intraclastos y estructuras de desecación.

Geoquímica elemental

La composición elemental de las dolmicritas del Miembro de Miravet (7 muestras analizadas mediante

ICP-AES) presenta los siguientes resultados: i) el valor medio del contenido en estroncio es de 110 ppm (siendo el valor mínimo 88 ppm y el máximo 138 ppm); ii) el valor medio del contenido en hierro es de 1.564 ppm (siendo el valor mínimo 1.277 ppm y el máximo 1.989 ppm) y iii) el valor medio del contenido en manganeso es de 68 ppm (siendo el valor mínimo 47 ppm y el máximo 122 ppm).

La composición elemental de las dolspáritas del Miembro de Alfara (29 muestras analizadas) presenta los siguientes resultados: i) el valor medio del contenido en estroncio es de 57 ppm (siendo el valor mínimo 31 ppm y el máximo 100 ppm); ii) el valor medio del contenido en hierro es de 679 ppm (siendo el valor mínimo 254 ppm y el máximo 2.124 ppm) y iii) el valor medio del contenido en manganeso es de 29 ppm (siendo el valor mínimo 10 ppm y el máximo 71 ppm).

La composición elemental de las dolmicritas del Miembro de La Figuera (19 muestras analizadas) presenta los siguientes resultados: i) el valor medio del contenido en estroncio es de 56 ppm (siendo el valor mínimo 38 ppm y el máximo 91 ppm); ii) el valor medio del contenido en hierro es de 506 ppm (siendo el valor mínimo 81 ppm y el máximo 1.147 ppm) y iii) el valor medio del contenido en manganeso es de 68 ppm (siendo el valor mínimo 47 ppm y el máximo 122 ppm).

La distribución en vertical de la composición elemental en la Formación Imón se ha realizado en la serie de Alfara. Esta distribución presenta las siguientes características: i) existe una correlación covariante respecto el contenido en estroncio, hierro y manganeso; y ii) existe un control textural (dolspáritas y dolmicritas) respecto el contenido en estroncio. En general las dolspáritas presentan valores superiores de estroncio que las dolmicritas.

Figura 10. 1-2) Dolspáritica constituida por cristales subeuhedrales con luminiscencia mate de color naranja. 3) Dolgrainstone de oolitos con porosidad interpartícula. 4) Dolgrainstone de peloides deformados por compactación. 5) Dolgrainstone con fantasmas de oolitos y peloides y porosidad interpartícula rellena parcialmente por cemento esparítico en disposición isópaca. Porosidad intercrystalina (flechas). 6) Dolgrainstone. Los granos están formados por dolmicropáritica mientras que el espacio intergranular está formado por dolspáritica. Microscopio electrónico de barrido. 7) Dolspáritica constituida por cristales en forma de huso. 8) Dolmicrita con pseudomorfos atribuidos a cristales lensoidales de yeso rellenos de cemento esparítico de calcita. 9 y 10) Cemento esparítico de calcita de las carniolas del Miembro de Miravet presentando una zonación de bandas no-luminescentes y bandas luminescentes brillantes amarillas.

Figure 10. 1-2) Dolspáritica made up of subeuhedral crystals with dull-orange luminescence. 3) Oolitic dolgrainstones with interparticle porosity. 4) Dolgrainstone with peloids deformed by compaction. 5) Dolgrainstones with ghosts of oolites and peloids and interparticle partially filled with spar cement presenting rim disposition. Intercrystalline porosity (arrows). S.E.M. 7) Dolspáritica made up of spindle crystals. 8) Dolmicrite presenting lensoidal crystals attributed to gypsum lensoids. 9-10) Spar calcite crystals in the dolomitic breccias of the Miravet Member showing a banded zone with consists of non luminescent and yellow-bright luminescent bands.

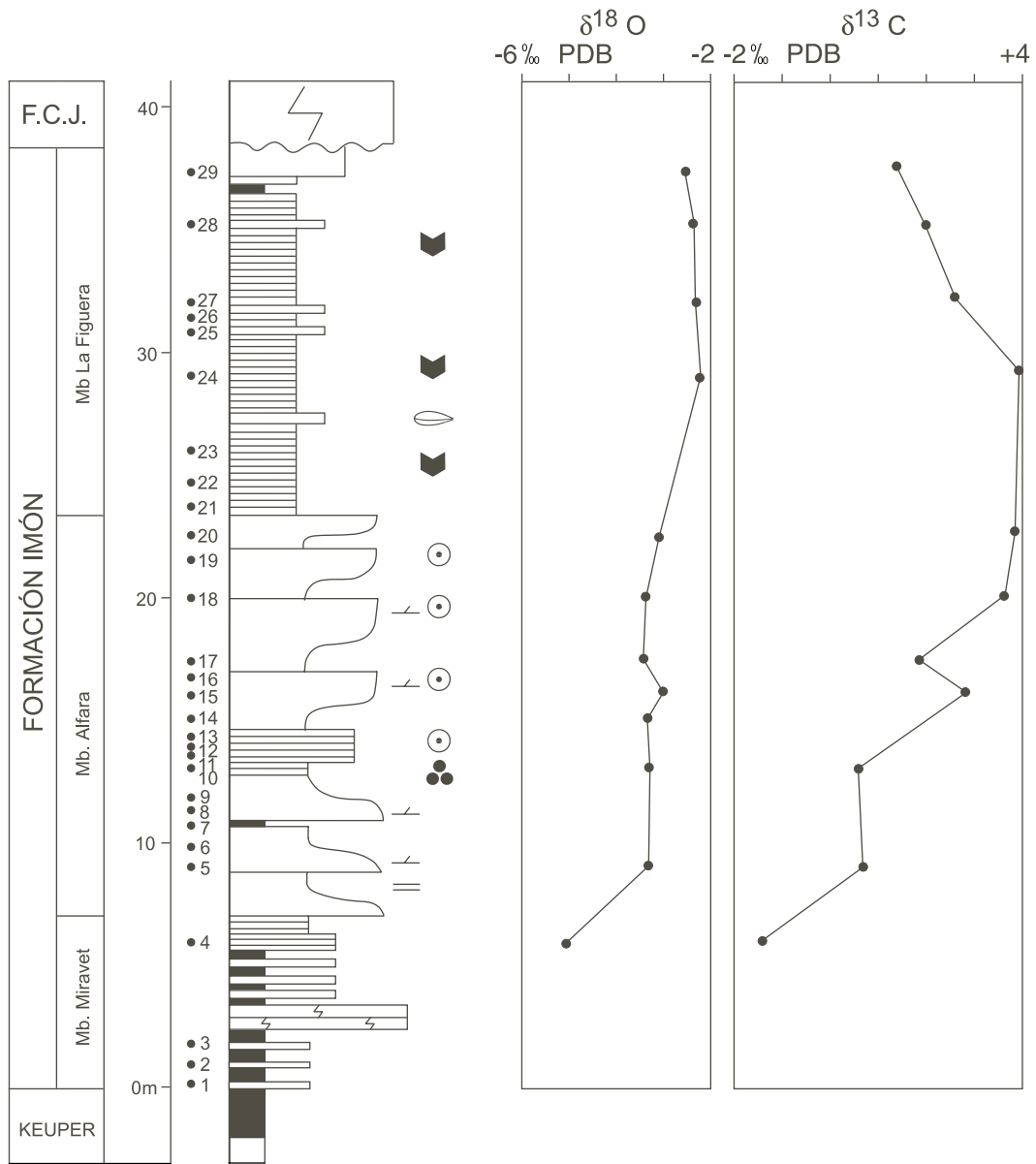


Figura 11. Columna estratigráfica de Alfara y distribución vertical de los valores del $\delta^{18}\text{O}$ y del $\delta^{13}\text{C}$.

Figure 11. Alfara stratigraphic section and $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ vertical distribution.

Composición isotópica

Las dolmicritas del Miembro de Miravet presentan una composición isotópica de oxígeno que varía desde -5.3 a -2.6 ‰ PDB y de carbono que oscila desde -1.7 a +2.1 ‰ PDB (Fig. 11). Los valores medios (3 muestras) son $\delta^{18}\text{O} = -3.7$ ‰ PDB y $\delta^{13}\text{C} = +0.5$ ‰ PDB.

Las dolsparitas del Miembro de Alfara y en menor proporción, las dolmicritas, presentan una composición isotópica

de oxígeno que varía desde -3.7 a -2.6 ‰ PDB y de carbono que oscila desde -0.9 a +4.0 ‰ PDB (Fig. 11). Los valores medios (15 muestras) son $\delta^{18}\text{O} = -3.2$ ‰ PDB y $\delta^{13}\text{C} = +2.2$ ‰ PDB.

Las dolmicritas, y en menor proporción dolsparitas, del Miembro La Figuera presentan una composición isotópica de oxígeno que varía desde -3.1 a -2.0 ‰ PDB y de carbono que oscila desde +0.1 a +4.0 ‰ PDB (Fig.

10). Los valores medios (9 muestras) son $\delta^{18}\text{O} = -2.4 \text{‰}$ PDB y $\delta^{13}\text{C} = +1.9 \text{‰}$ PDB.

La distribución en vertical de la composición isotópica del oxígeno y del carbono en la Formación Imón se ha realizado en la serie de Alfara (Fig. 12). Esta distribución presenta las siguientes características: i) la composición isotópica del oxígeno presenta valores relativamente más pesados en las dolmicritas del Miembro de La Figuera que en las dolomías (básicamente dolsparitas) del Miembro de Alfara; ii) la composición isotópica del carbono presenta los valores más negativos en las dolomías del Miembro de Miravet, mientras que los valores más positivos están en la parte alta del Miembro Alfara y el tramo inferior del Miembro La Figuera; y iii) existe una correlación entre los valores del oxígeno y del carbono.

Interpretación: Mecanismos de dolomitización

Las dolmicritas blancas presentan las siguientes características: i) bien estratificadas, color claro, presencia de estructuras sedimentarias (laminación paralela milimétrica, laminación criptoalgal, domos estromatolíticos, etc), abundantes pseudomorfos atribuidos a minerales evaporíticos, escasos restos fósiles (pero cuando están presentes se corresponden a fauna tipo esquizohalina); ii) la composición mineralógica media es de $(\text{CO}_3)_2\text{Mg}_{44.1}\text{Ca}_{55.6}$, pero algunas dolmicritas alcanzan valores estequiométricos de 50:50; iii) la composición isotópica del oxígeno presenta valores ligeramente pesados (el valor medio es de -2.4‰ PDB). Estos valores de la composición isotópica son muy similares a las dolomías interpretadas de tipo *sabkha* del Muschelkalk inferior (Henton, 1990).

Este conjunto de características de las dolmicritas blancas permite interpretar que estas dolomías son de origen hipersalino, que se han generado en un contexto de *sabkha* carbonatada en condiciones de cierta salinidad y en un clima relativamente semiárido-árido.

Las dolsparitas grises presentan las siguientes características: i) de estratificadas a ligeramente masivas, color gris claro a gris, con fantasmas de estructuras sedimentarias (estructuras de corriente) y de restos fósiles de claro origen marino, no presentan pseudomorfos atribuibles a minerales evaporíticos; ii) la mineralogía de la textura dolsparita, de los granos de dolmicrita y del cemento "rim" es del tipo dolomía cálcica (el contenido en carbonato cálcico varía entre un 52.9 a un 56.6%); iii) la

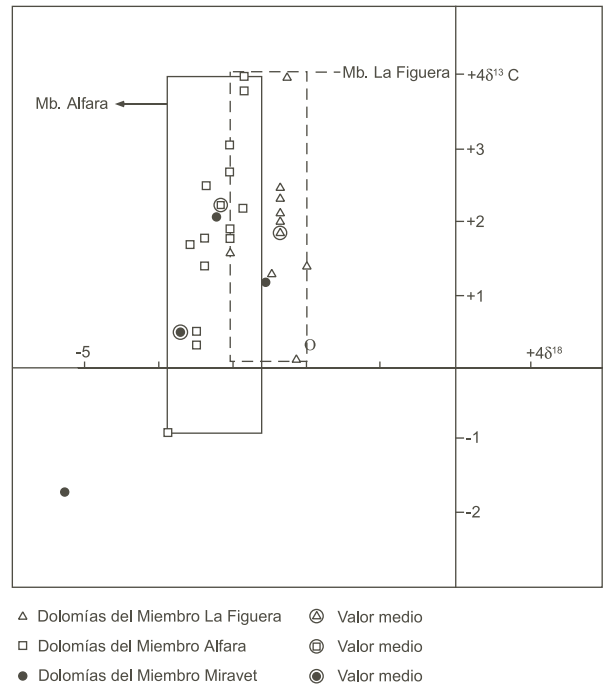


Figura 12. Gráfico de correlación del $\delta^{18}\text{O}$ y del $\delta^{13}\text{C}$ de las dolomías de los distintos miembros de la Formación Imón de las Cordilleras Costero Catalanas.

Figure 12. Stable isotope values of the dolomites of the different Imón members in the Catalan Coastal Ranges.

composición isotópica del oxígeno presenta valores (el valor medio es de -3.2‰ PDB) más ligeros que los valores de las dolomías del Miembro de La Figuera (el valor medio es de -2.4‰ PDB).

Este conjunto de características de las dolomías grises permite interpretar que estas dolomías son de origen *seepage-reflux* y que se han generado a partir de fluidos que circulaban por "descensum" a partir de las salmueras sobrantes de los procesos de dolomitización hipersalina de la unidad sobreyacente (Miembro de La Figuera o tramo superior).

Cementación

El cemento esparítico rellena parcialmente o totalmente la porosidad brecha o fractura en las facies de carniolas y la porosidad móldica en los pseudomorfos atribuidos a minerales evaporíticos. Localmente el cemento esparítico rellena la porosidad intercrystalina de las dolo-

mías con textura dolosparítica. La mineralogía del cemento esparítico es de calcita con bajo contenido en magnesio, el cual varía entre un 0.3 a un 0.8 molar en CO_3Mg . El cemento esparítico de calcita está constituido por cristales con hábito euhedral a subhedral de 14 a 250 μm , y en general los cristales presentan incremento de tamaño desde al borde al centro del poro. El cemento esparítico presenta al microscopio de catadoluminiscencia zonación, bandas anchas no-luminiscentes y bandas estrechas brillantes (Figs. 10.9 y 10.10).

La composición elemental del cemento esparítico de calcita (10 muestras analizadas mediante ICP-AES) presenta los siguientes resultados: i) el valor medio del contenido en estroncio es de 84 ppm (siendo el valor mínimo 17 ppm y el máximo 131 ppm); ii) el valor medio del contenido en hierro es de 861 ppm (siendo el valor mínimo 28 ppm y el máximo 3.785 ppm) y iii) el valor medio del contenido en manganeso es de 20 ppm (siendo el valor mínimo 2 ppm y el máximo 85 ppm). En síntesis, el cemento esparítico de calcita presenta grandes variaciones en el contenido de estroncio, hierro y manganeso, y en general presenta valores muy bajos en estroncio y manganeso y valores intermedios en hierro.

El cemento esparítico de calcita presenta una composición isotópica de oxígeno que varía desde -7.7 a -5.3 ‰ PDB y de carbono que oscila entre -10.7 y -4.9 ‰ PDB. Los valores medios (5 muestras) son $\delta^{18}\text{O} = -6.0$ ‰ PDB y $\delta^{13}\text{C} = -7.8$ ‰ PDB.

Interpretación: Las características mineralógicas (calcita con bajo contenido en magnesio), de geoquímica elemental (valores muy variables y bajo contenido en estroncio) y los valores muy negativos del $\delta^{13}\text{C}$ permiten interpretar el cemento esparítico de calcita como un cemento de origen meteórico cuyas aguas han circulado a través de perfiles edáficos (Cerling, 1984; Cerling et al., 1989).

El *timing* de la formación del cemento esparítico de calcita está posiblemente relacionado con la exposición en condiciones subaéreas de los materiales mesozoicos generada por efectos de la compresión alpina. Durante esta etapa, los materiales evaporíticos (cristales individuales o estratos) asociados a las facies de llanura de inundación, dolomías perimareales o de *sabkha*, sufrieron un proceso de disolución y en parte colapso, con la consiguiente precipitación de calcita en los pseudomorfos de los minerales evaporíticos o en la porosidad brecha o fractura.

PALEOGEOGRAFÍA Y DISPOSITIVO DE DEPÓSITO DE LA FORMACIÓN IMÓN, FORMACIÓN ISÁBENA Y FORMACIÓN ZAMORANOS

Distribución del mapa de isopacas y del mapa de facies

La distribución del mapa de isopacas de la Formación Imón muestra que ésta ocupaba la mitad este de la Península Ibérica, hasta aproximadamente el meridiano 4° (Fig. 13). El "onlap" transgresivo de la Formación Imón penetra más hacia el oeste de la Península Ibérica que los de las dos de las transgresiones triásicas anteriores, equivalentes a las unidades litoestratigráficas del Muschelkalk inferior y del Muschelkalk superior (López-Gómez et al., 1998). Debido a la complejidad estructural de los Pirineos y de las Cordilleras Béticas, no se ha realizado el mapa de isopacas de la Formación Isábena y de la Formación Zamoranos respectivamente.

El mapa de isopacas señala la existencia de zonas más subsidentes y zonas menos subsidentes. Las zonas más subsidentes, equivalentes a depocentros relativos, se localizan en el este de la Depresión del Ebro, sur de Tarragona, noroeste y oeste de la Cordillera Ibérica y el sur de la región de Valencia (Fig. 13). Los depocentros del este de la Depresión del Ebro y el del sur de la zona de Valencia coinciden con depocentros evaporíticos de la facies Keuper infrayacente (Ortí, 1974; Jurado, 1988, 1990), mientras que los depocentros del sur de Tarragona y del noroeste y oeste de la Cordillera Ibérica no están relacionados con depocentros evaporíticos anteriores.

Las zonas menos subsidentes presentan dos altos relativos orientados perpendicularmente entre sí. Existe un alto, que abarcaría desde el norte de Castellón hasta Soria y que está orientado NW-SE. Este alto ha sido citado por numerosos autores (Garrido y Villena, 1977; Ortí 1982-1983, 1987; Marzo y Calvet, 1985; Salas y Casas, 1993). El otro alto discurre desde el norte de Teruel hasta Albacete y está orientado NNE-SSW.

La forma de las curvas de isopacas, con pendientes muy suaves y formas de redondeadas a elongadas, sugiere que la subsidencia termal fue el principal proceso tectónico que controló la sedimentación de la Formación Imón (López-Gómez et al., 1998).

Las distintas Formaciones del Noriense superior presentan características litológicas propias. La Formación Imón está constituida exclusivamente por dolomías bien estratificadas, la Formación Zamoranos por calizas y do-

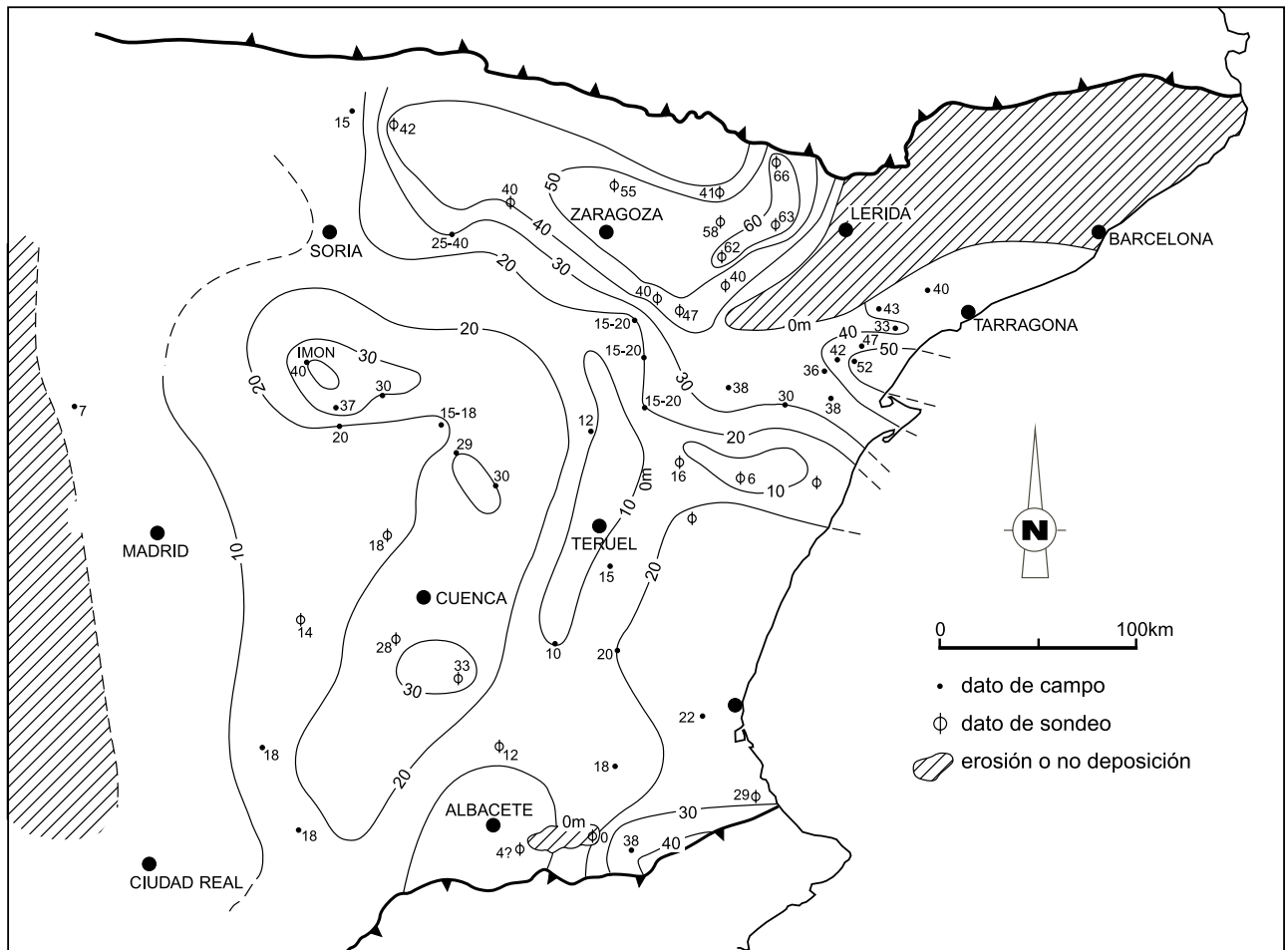


Figura 13. Mapa de isopacas de la la plataforma carbonatada del Noriense superior (Formación Imón) en la Península Ibérica.

Figure 13. Isopach map of the Imón Formation (Late Norian) in Iberia.

lomías, y la Formación Isábena está formada básicamente por calizas (Fig. 14).

Modelo de plataforma carbonatada: plataforma epeírica

Los materiales de la plataforma carbonatada noriense superior (Formación Imón y Formación Isábena) ocupan una área muy extensa, y presentan una inclinación muy suave (160 cm/km). Estas formaciones están formadas por depósitos submareales e intermareales en su ciclo transgresivo, mientras que en el ciclo regresivo dominan los depósitos intermareales a supramareales. Además, el conjunto de todos estos depósitos presentan características de poca profundidad, menos de 10 m.

La distribución de las facies permite deducir que hacia el este (mar abierto) se desarrollaban depósitos de margen, el cual no separaba claramente una zona externa de otra más interna, por lo que existía una clara comunicación con mar abierto (tal como queda demostrado por la presencia de la misma fauna tanto en Alfara (este) como en Renales (oeste)). Hacia el este la distribución heterogénea de las facies grano-soportadas (depósitos submareales) y de las fango-soportadas (depósitos intermareales) y de baja energía permite establecer la presencia de posibles islas o bancos (Pratt y James, 1986). El problema se plantea al interpretar el origen de las corrientes que generaron depósitos grano-soportados con estructuras tractivas (bidireccionales?). Para algunos autores, al no existir corrientes mareales en el interior de estos mares epeíricos a causa de la disipación de la ener-



Figura 14. Mapa de distribución de facies de la plataforma carbonatada noriense superior (Formación Imón) en la Península Ibérica.
 Figure 14. Facies distribution map of the Norian carbonate platform (Imón Formation) in the Iberian Peninsula.

gía por la fricción con el fondo marino (Irwin, 1965), implica que sea la acción de oleaje producido por tormentas o por el viento la causa de la formación de los bancos o islas grano-soportados. Por el contrario, otros autores consideran que el rango de mareas incrementa hacia el interior de las plataformas (Klein y Ryer, 1978; Cram, 1979), por lo que los bancos se formarían por corrientes mareales. Además, la influencia mareal podría incrementar al existir un sistema complejo de islas y bancos (Pratt y James, 1986). A pesar de la falta de un estudio de paleocorrientes (ya que no lo permiten los afloramientos), la no presencia de depósitos característicos de tormentas, permite deducir que las corrientes mareales jugaron un papel destacado en esta plataforma carbonatada.

El conjunto de características sedimentológicas, conjuntamente con el contexto geotectónico (cuena intra-

cratónica) y la baja tasa de subsidencia de estos materiales, permiten interpretar la plataforma carbonatada noriense de noreste de la Península Ibérica como una plataforma carbonatada epeírica en el sentido de Tucker y Wright (1990), Jones y Desrochers (1992) y Wright y Burchette (1996).

CONCLUSIONES

1. Se ha realizado sobre la base de criterios litológicos, paleontológicos y sedimentológicos la división litoestratigráfica tanto de la Formación Imón como de la Formación Isábena y se ha establecido la correlación entre la Formación Imón de las Cordilleras Costero Catalanas y de la Cordillera Ibérica y la Formación Isábena de la vertiente sudpirenaica. Asimismo, se considera que es-

tas Formaciones serían equivalentes a la “Dolomie de Carcans” de la cuenca de Aquitania, a la Formación Bou-tanac en la vertiente norpirenaica y a la Formación Zamoranos de la Zona Sudibérica.

2. Las asociaciones de foraminíferos presentes en la Formación Isábena (*Gandinella falsofriedli*, *Aulotortus friedli*, *Trochammina jaunensis*, *Agathammina austroalpina*, *Trocholina* cf. *laevis* y *Trocholina crassa* y otros) y algunos de ellos también presentes en la Formación Imón permiten atribuir una edad Alauniense terminal-Sevatiense medio (Noriense s.s. terminal ?- Retiense s.l. inferior).

3. Se ha establecido la edad de la Formación Imón basándose en la presencia de una asociación de bivalvos constituida por *Neoschizodus reziae*, *Pseudocorbula alpina*, *Protocardia* cf. *rhaetica* y *Laternula* cf. *amicii* y que determina en distintas localidades de los Alpes el “Retiense” (Noriense p.p.).

4. En base los datos palinológicos proporcionados por numerosos autores y datos propios se ha establecido una edad Carniense-Noriense inferior y medio para las facies Keuper y una edad Retiense-Hettangiense para la Formación Cortes de Tajuña y la Zona de Anhidrita.

5. Se han reconocido dos tipos litológicos básicos de dolomías (dolmicritas blancas y dosparitas grises) en las dolomías de la Formación Imón y se ha determinado la relación estequiométrica en cada tipo textural, la geoquímica elemental y la composición isotópica del oxígeno y del carbono. Las dosparitas dominan en el Miembro de Alfara y en el tramo intermedio y las dolmicritas en el Miembro de La Figuera y en el tramo superior.

6. A partir de las características litológicas, tipos de estructuras, contenido en restos fósiles, presencia o ausencia de pseudomorfos atribuibles a minerales evaporíticos, texturas petrográficas presentes, composición mineralógica, geoquímica elemental y composición isotópica del oxígeno y del carbono, se ha interpretado: i) que las dolmicritas blancas del Miembro de La Figuera y del tramo superior son de origen hipersalino y que se han generado en un contexto de *sabkha* carbonatada en condiciones de cierta salinidad y en un clima relativamente semiárido-árido; ii) que las dosparitas grises del Miembro de Alfara y del tramo intermedio son de origen *seepage-reflux* y que se han generado a partir de fluidos que circulaban por “descensum” a partir de las salmueras sobrantes de los procesos de dolomitización hipersa-

lina de la unidad sobreyacente (Miembro de La Figuera - tramo superior), y iii) el “timing” de estos procesos de dolomitización es coétaneo, y casi simultáneo con el momento de la deposición de los sedimentos de la *sabkha* carbonatada del Miembro La Figuera y del tramo superior, por lo que la dolomitización de la Formación Imón debería situarse en el Noriense superior.

7. Las dolomías de la Formación Imón presentan cemento de calcita con bajo contenido en magnesio esparítico rellenando la porosidad brecha, fractura, móldica e intercrystalina. Las características mineralógicas, de geoquímica elemental y los valores muy negativos del $\delta^{13}\text{C}$ permiten interpretar el cemento esparítico de calcita como un cemento de origen meteórico formado cuando las dolomías norienses quedaron emplazadas en condiciones subaéreas a causa de la compresión alpina.

8. El mapa de isopacas señala la existencia de zonas menos subsidentes y zonas con mayor subsidencia. La forma de las curvas de isopacas, con pendientes muy suaves y formas de redondeadas a elongadas, sugiere que la subsidencia termal fue el principal proceso tectónico que controló la sedimentación de la Formación Imón.

9. El conjunto de características sedimentológicas, conjuntamente con el contexto geotectónico (cuenca intracrátónica) y la baja tasa de subsidencia de estos materiales, permiten interpretar la plataforma carbonatada noriense de noreste de la Península Ibérica como una plataforma carbonatada epeírica.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen los comentarios, sugerencias y opiniones de R. Salas, F. Ortí, J. López-Gómez, A. Arche y A. Goy. Agradecemos a Jordi Illa, Joan M. García, y Jordi Bàgüena (Dep. GPPG, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona), a Javier García-Veigas y Xavier LLOvet (Microsonda, Serveis Generals de la Universitat de Barcelona), a Pilar Teixidor y Maria Rosa Marimón (Isòtops estables, Serveis Generals de la Universitat de Barcelona), a Ramon Fontarnau y Ana Domínguez (SEM, Serveis Generals de la Universitat de Barcelona), a Josep Agulló (Servei de Dibuix i Disseny de la Universitat de Barcelona), a Adolf Samper y Vicens Planella (Servei de Lámina Prima de la Universitat de Barcelona) la ayuda recibida a lo largo de este trabajo. Y a George von Knorring la revisión del Abstract. Y en especial agradecemos los comentarios y sugerencias de la revisión del artículo por parte de M. Aurell y de A. Arche. Este trabajo ha sido en parte subvencionado por los Proyectos PB91-0801 y PB95-0084 y también por el “Grup

consolidat 1998SGR00034 del Comissionat per Universitats i Recerca de la Generalitat de Catalunya” (F.C. y I.A.).

BIBLIOGRAFÍA

- Allasinaz, A., 1962. Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici). III. Studio paleontologico e biostratigrafico del Retico dei dintorni di Endine (Bergamo). Riv. Ital. Paleont., 63, 307-376.
- Arnal, I., Calvet, F., Márquez, L., Solé De Porta, N., Trifonova, E., 1994. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Isábena (Retiense), Pirineos centrales y orientales. III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, Cuenca, Resúmenes, 11-12.
- Ashauer, H., 1943. La terminación oriental de los Pirineos. Publicaciones alemanas sobre Geología de España, C.S.I.C. Madrid, 2, 203-336.
- Aurell, M., Meléndez, A., San Román, J., Guimerà, J., Roca, E., Salas, R., Alonso, A., Mas, R., 1992. Tectónica sinsedimentaria distensiva en el límite Triásico-Jurásico en la Cordillera Ibérica. Actas de las Sesiones Científicas del III Congreso Geológico España, Salamanca 1992, 1, 50-54.
- Barrón, E., Goy, A., 1994. Caracterización palinológica del tránsito Triásico/Jurásico en la región de Sigüenza (Guadalajara, España). III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, Cuenca, Resúmenes, 13.
- Baudelot, S., Taugourdeau-Lantz, J., 1986. Decouverte d'une microflore dans les Pyrénées Catalanes attribuable au Norien-Rhetien. Rev. Paléobiol., 5, 5-9.
- Bordonaba, A.P., Aurell, M., Casas, A., 1999. Control tectónico y distribución de las facies en el tránsito Triásico-Jurásico en el sector de Oliete (Teruel). Geogaceta, 25, 43-46.
- Boutet, C., Rangheard, Y., Rosenthal, P., Visscher, H., Durand-Delga, M., 1982. Découverte d'une microflore d'âge Norien dans la Sierra Norte de Majorque (Baléares, Espagne). C. R. Acad. Sc. Paris, 294, 1267-1270.
- Campos, S., Aurell, M., Casas, A., 1996. Origen de las brechas de la base del Jurásico en Morata de Jalón (Zaragoza). Geogaceta, 20, 887-889.
- Calvet, F., Anglada, E., 1987. El Triásico del Pirineo: Análisis estratigráfico, cronoestratigráfico y sedimentológico. Informe Síntesis de los Pirineos. IGME. 96 pp. (Inédito).
- Calvet, F., Marzo, M., 1994. El Triásico de las Cordilleras Costero Catalanas: Estratigrafía, Sedimentología, y Análisis Secuencial. III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España. Cuenca. 53 pp.
- Calvet, F., Solé De Porta, N., Salvany, J.M., 1993. Cronoestratigrafía (Palinología) del Triásico Sudpirenaico y del Pirineo Vasco-Cantábrico. Acta Geol. Hispánica, 28, 33-48.
- Calvet, F., Anglada, E., Solé De Porta, N., March, M., 1988. Evolución sedimentaria del Triásico de los Pirineos. Symposium on the Geology of the Pyrennees and Betics, Barcelona, 81 pp.
- Castillo, F., 1974. Le Trias évaporitique des bassins de la Vallée de l'Èbre et de Cuenca. Bulletin de la Societé Géologique de France, 16, 666-676.
- Cerling, T.E., 1984. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. Earth Planet. Sci. Letts., 71, 229-240.
- Cerling, T.E., Quade, J., Wang, Y., Bowman, J.R., 1989. Carbon isotopes in soils and palaeosols as ecology and palaeoecology indicators. Nature, 341, 138-139.
- Cram, J. M., 1979. The influence of continental shelf width on tidal range: paleo-oceanographic implications. J. Geol., 87, 441-447.
- Curnelle, R., 1983. Évolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'Infra-Lias d'Aquitaine. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 7, 69-99.
- Curnelle, R., Cabanis, B., 1989. Relations entre le magmatisme "triasique" et le volcanisme infra-liasique des Pyrénées et de l'Aquitaine - Apports de la géochimie des éléments en traces - Conséquences chronologiques et géodynamiques. Bull. Centres Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine, 13, 347-376.
- Estévez, A., 1968. Estratigrafía y paleogeografía de las unidades alóctonas del Castell de Bac Grillera (Pirineo oriental, España). Acta Geol. Hispánica, 3, 93-96.
- Fallot, P., Astre, G., 1927. La terminason orientale de la série de Pedra Forca et son prolongement vers l'O, entre la Sierra del Cadí et le Sègre. Congrès Géologique International, Comptes Rendus de la XIV Session, Espagne 1926. Deuxième Fasc., 368-383.
- Fauré, Ph., 1984. Le Lias de la partie centro-orientale des Pyrénées espagnoles (Provinces de Huesca, Lerida et Barcelona). Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse, 121, 23-37.
- Fréchengues, M., Peybernès, B., 1991. Associations de Foraminifères benthiques dans le Trias carbonaté (Anisien, Ladinien-Carnien et Rhetien) des Pyrénées Espagnoles. Acta Geol. Hispánica, 26, 67-73.
- Fréchengues, M., Peybernès, B., Fournier-Vinas, C., 1992. Micropaléontologie des deux séquences de dépôt rhétiennes des plis de Saint-Chinian (Bas-Languedoc, Hérault). Geobios, 25, 457-467.
- Garrido, A., 1973. Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (Provincias de Huesca y Lérida). Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 395 pp
- Garrido, A., Ríos, L.M., 1972. Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo

- central de la vertiente sur pirenaica, provincias de Huesca y Lérida). Bol. Inst. Geol. Min. España, LXXXIII, 1-47.
- Garrido, A., Villena, J., 1977. El Triás Germánico en España: Paleogeografía y estudio secuencial. Cuad. Geol. Ibérica, 4, 37-56.
- Giner, J., 1978. Origen y significado de las brechas del Lías de la Mesa de Prades (Tarragona). Estud. Geol. 34, 529-533.
- Giner, J., 1980. Estudio sedimentológico y diagenético de las formaciones carbonatadas del Jurásico de los Catalánides, Maestrazgo y rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Sector Oriental). Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 316 pp
- Gómez, J.J., 1979. El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. Seminarios de Estratigrafía (Serie Monografías), 4, 683 pp.
- Gómez, J.J., Goy, A., 1997. El tránsito Triásico-Jurásico en la sección de Decantadero (Lécera, Zaragoza). Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza, 3, 21-30.
- Gómez, J.J., Goy, A., 1998. Las unidades litoestratigráficas del tránsito Triásico-Jurásico en la región de Lécera (Zaragoza). Geogaceta, 23, 63-66.
- Goy, A., Márquez-Aliaga, A., 1994. Bivalvos norienses de la Formación Imón en Renales (Guadalajara, España). III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, Cuenca, Resúmenes, 47-48.
- Goy, A., Márquez-Aliaga, A., 1998. Bivalvos del Triásico Superior en la Formación Imón (Cordillera Ibérica, España). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.), 94, 77-91.
- Goy, A., Yébenes, A., 1977. Características, extensión y edad de la Formación Dolomías tableadas de Imón. Cuad. Geol. Ibérica, 4, 375-384.
- Goy, A., Gómez, J.J., Yébenes, A., 1976. El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I. Unidades litoestratigráficas. Estud. Geol., 32, 391-423.
- Henton, J.M., 1990. Dolomitization and Diagenesis of the Lower Muschelkalk, Northeast Spain. Tesis doctoral. Universidad de Durham. 260 pp.
- Hinkelbein, K., 1969. El Triásico y el Jurásico de los alrededores de Albarraacín. Teruel, 41, 35-75.
- Irwin, M.L., 1965. General theory of epeiric clear water sedimentation. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 49, 445-459.
- Jones, B., Desrochers, A., 1992. Shallow platform carbonates. In R.G. Walker y N.P. James (eds). Facies Models, Geological Association of Canada, 277-301.
- Jurado, M.J., 1988. El Triásico del subsuelo de la Cuenca del Ebro. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona. v.1, 259 pp.
- Jurado, M.J., 1990. El Triásico y el Liásico basal evaporíticos del subsuelo de la cuenca del Ebro. In F. Ortí y J.M. Salvany (eds). Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante, ENRESA-GPPG, Universidad de Barcelona, 21-28.
- Klein, G. De V., Tyer, T.A., 1978. Tidal circulation patterns in Precambrian, Paleozoic, and Cretaceous epeiric and mioclinal shelf seas. Bull. Geol. Soc. Am., 89, 1050-1058.
- López-Gómez, J., Arche, A., 1993. Sequence stratigraphic analysis and paleogeographic interpretation of the Buntsandstein and Muschelkalk facies (Permo-Triassic) in the SE Iberian Range, E Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 103, 179-201.
- López-Gómez, J., Arche, A., Calvet, F., Goy, A., 1998. Epicontinental marine carbonate sediments of the Middle and Upper Triassic in the westernmost part of the Tethys Sea, Iberian Peninsula. Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 9-10, 1033-1084.
- Márquez, L., Trifonova, Ek., Calvet, F., 1991. Los foraminíferos de la Formación Isábena (Triásico superior) de la zona Sudpirenaica. VII Jornadas de Paleontología, Oviedo. Resúmenes, 41 pp.
- Márquez, L., Calvet, F., Arnal, I., Trifonova, Ek., 1994. Asociación de foraminíferos en la Formación Isábena, Triásico superior sudpirenaico (España). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.), 89, 189-197.
- Márquez-Aliaga, A., Martínez, V., 1996. Asociaciones de bivalvos del Triásico en España. Revista Española de Paleontología, N° Extraordinario, 103-113.
- Marzo, M., Calvet, F., 1985. Guía de Excursión. El Triásico de los Catalánides. II Coloquio Estratigráfico y Paleogeográfico del Pérmico y Triásico de España. Institut d'Estudis Ilerdencs. Lleida, 175 pp.
- Mitjavila, J., Martí, J., 1986. El volcanismo triásico del sur de Catalunya. Revista d'Investigacions Geològiques, 42-43, 89-103.
- Ortí, F., 1974. El Keuper del Levante español. Estud. Geol., 30, 7-46.
- Ortí, F., 1982-1983. Sur les conditions de dépôt, la diagenese et la structure des évaporites triasiques dans l'est de l'Espagne. Sciences de la Terre, 25, 179-199.
- Ortí, F., 1987. Aspectos sedimentológicos de las evaporitas del Triásico y del Liásico inferior en el E de la Península Ibérica. Cuad. Geol. Ibérica, 11, 837-858.
- Ortí, F., 1990. Introducción al Triásico evaporítico del sector central valenciano. In F. Ortí y J.M. Salvany (eds). Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante. ENRESA-GPPG, Universidad de Barcelona, 205-211.
- Ortí, F., Pérez-López, A., 1994. El Triásico superior de Levante. III Coloquio Estratigráfico y Paleogeográfico del Pérmico y Triásico de España. Cuenca. 63 pp.
- Ortí, F., García-Veigas, J., Rosell, L., Jurado, M.J., Utrilla, R., 1996. Formaciones salinas de las cuencas triásicas en la Península Ibérica: caracterización petrológica y geoquímica. Cuad. Geol. Ibérica, 20, 13-35.
- Pérez-López, A., 1991. El Triás de facies germánica del sector

- central de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 400 pp.
- Pérez-López, A., Solé De Porta, N., Ortí, F., 1996. Facies carbonato-evaporíticas del Triás Superior y tránsito al Lías en el Levante español: nuevas precisiones estratigráficas. *Cuad. Geol. Ibérica*, 20, 245-269.
- Pérez-López, A., Solé De Porta, N., Márquez, L., Márquez-Aliaga, A., 1992. Caracterización y datación de una unidad carbonática de edad Noriense (Fm. Zamoranos) en el Triás de la zona subbética. *Rev. Soc. Geol. España*, 5, 113-127.
- Peybernes, B., Martini, R., Taugourdeau-Lantz, J., Zaninetti, L., 1988. Caracterisation micropaléontologique du Rhetien dans les Pyrénées francaises entre Garonne et Méditerranée. *Rev. Paléobiol.*, 7, 137-161.
- Pratt, B.R., James, N.P., 1986. The St George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. *Sedimentology*, 33, 313-343.
- Ramón, X., 1989. Análisis secuencial y sedimentología del Lías en los Pirineos centrales. *Cuad. Geol. Ibérica*, 13, 159-173.
- San Román, J., Aurell, M., 1992. Palaeogeographical significance of the Triassic-Jurassic unconformity in the north Iberian basin (Sierra del Moncayo, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99, 101-117.
- Salaj, J., Trifonova, Ek., Gheorghian, D., 1988. A biostratigraphic zonation based on benthic foraminifera in the Triassic deposits of the Carpatho-Balkans. *Revue Paleobiol.*, vol. Spec., 2, Benthos' 86, 153-159.
- Salas, R., Casas, A., 1993. Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228, 33-55.
- Salvany, J.M., 1986. El Keuper dels Catalànids. *Petrologia i sedimentologia*. Tesis de Licenciatura. Universitat de Barcelona. 128 pp.
- Salvany, J.M. 1990. Introducción a las evaporitas triásicas de las cadenas periféricas de la cuenca del Ebro: Catalánides, Pirineos y Región Cantábrica. In F. Ortí y J.M. Salvany (eds). *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante*, ENRESA-GPPG, Universidad de Barcelona, 9-20.
- Salvany, J.M., Ortí, F., 1987. El Keuper de los Catalánides. *Cuad. Geol. Ibérica*, 11, 215-236.
- Sirna, G., 1968. Fossili Retici dei Monti di Amelia (Umbria). *Riv. Ital. Paleont.*, 74, 747-802.
- Solé De Porta, N., Ortí, F., 1982. Primeros datos cronoestratigráficos de las series evaporíticas del triásico superior de Valencia (España). *Acta Geol. Hispánica*, 17, 185-191.
- Sopeña, A., López, J., Arche, A., Pérez-Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C., Hernando, S., 1988. Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. In W. Manspeizer (ed). *Triassic-Jurassic Rifting, Developments in Geotectonics* 22, Elsevier, Amsterdam, 757-786
- Stoppani, A., 1860-1865. Géologie et paléontologie des couches à *Avicula contorta* en Lombardie. *Paleontologie Lombarde*, 3, 1-267.
- Torres, T., 1990. Primeros resultados de unas dataciones palinológicas en el Keuper de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, Prebético y Subbético frontal. In F. Ortí y J.M. Salvany (eds). *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante*, ENRESA-GPPG, Universidad de Barcelona, 219-223.
- Tucker, M.E., Wright, V.P., 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scient. Public., Oxford, 482 pp.
- Vachard, D., Colin, J.P., Rosell, J., Hochuli, P., 1989. Incursions de microfaunes alpines dans le Trias des Iles Baléares et des Pyrénées espagnoles. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, 947-952.
- Vachard, D., Colin, J.P., Hochuli, P., Rosell, J., 1990. Biostratigraphie: Foraminifères, Palynoflore et Ostracodes du Rhétien de Bac Grilleria (Pyrénées orientales espagnoles). *Geobios*, 23, 521-537.
- Vázquez, F., 1981. El Triásico del anticlinal de Honrubia y su límite con el Jurásico. (Prov. de Segovia y Burgos). Tesis de Licenciatura. Facultad de Geología. Universidad Complutense de Madrid. 135 pp.
- Virgili, C., Sopeña, A., Arche, A., Ramos, A., Hernando, S., 1983. Some observations on the Triassic of the Iberian Peninsula. *Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias*. *Schrift. Erdwissenschaft. Komm.* 5, 287-294.
- Wright, V.P., Burchette, T.P., 1996. Shallow-water carbonate environments. In H.G. Reading (ed). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, Blackwell Science, Third Edition, Oxford, 325-394.