

El Pérmico y el Triásico del Levante español. Características principales y consideraciones paleogeográficas

José LÓPEZ-GÓMEZ y Alfredo ARCHE

*Instituto de Geología Económica-Dpto. de Estratigrafía.
Facultad de Ciencias Geológicas
C. S. I. C.-U. C. M. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid*

RESUMEN

Se estudian las características principales de los sedimentos del Pérmico y Triásico Inferior y Medio del área del Levante español. Se diferencian cuatro secuencias deposicionales (SD) constituidas por un total de siete formaciones cuyas edades oscilan entre Thuringiense (Pérmico Superior) y Ladiniense o quizás Carniense (Triásico Medio-Superior). Los sedimentos de dichas formaciones están representados en Facies «Saxoniense» (SD-1), Buntsandstein (SD-2) y Röt y Muschelkalk (SD-3 y SD-4). El análisis sedimentológico permite interpretar las SD-1 y SD-2 como depósitos de medios continentales, de diferentes tipos de sistemas aluviales, básicamente fluviales entrelazados, mientras que las SD-3 y SD-4 son interpretadas como sedimentos de transición y marinos carbonáticos someros.

La zona de estudio presenta unas características que la permiten diferenciarse claramente de las zonas geográficamente próximas. Las principales son: el condicionamiento tectónico de un sistema de fracturas de orientación NNE-SSO que provocó una subsidencia acusada y una velocidad de sedimentación importante durante el Triásico Medio, aparición de nuevas unidades litoestratigráficas y variación lateral rápida de éstas.

Se han establecido claras correlaciones con el resto de la zona SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica; sin embargo, aquellas realizadas con las Cuencas del Ebro y Catalana sólo pueden establecerse a par-

tir del Anisiense ya que, hasta entonces, la cuenca de estudio estaba separada de éstas mediante el Umbral del Maestrazgo que, además, en el área de Benicasim-Desierto de Las Palmas, dejó bien marcadas las etapas de no sedimentación y erosión.

Palabras clave: Pérmico, Triásico, Levante, Cordillera Ibérica.

ABSTRACT

The Permian and Triassic sediments of the Spanish Levant have been subdivided into four depositional sequences (SD) and seven formations ranging in age from Thüringian (Late Permian) to Ladinian-Carnian (?) (Late Triassic). The classical Saxonian (SD-1) Buntsandstein (SD-2), Röt and Muschelkalk (SD-3 and SD-4) Facies are present. SD-1 and SD-2 are composed of continental red beds of fluvial and alluvial origin and SD-3 and SD-4 are composed of coastal and shallow marine clastic and carbonate deposits. The special characteristics of the area are caused by a tectonic control by NNE-SSW faults, differential subsidence (specially during the Middle Triassic) and specific formations with rapid lateral changes of facies.

Correlations with other areas of the Iberian Ranges are proposed but, as the Ebro and Catalanian Basins were isolated from the Iberian Basins by the Maestrazgo High up to the Anisian, it is not possible to establish correlations among them up to this stage. The Benicasim-Desierto de Las Palmas area was a high during most of the time, with periods of erosion and/or no sedimentation.

Keywords: Permian, Triassic, Levante, Iberian Ranges.

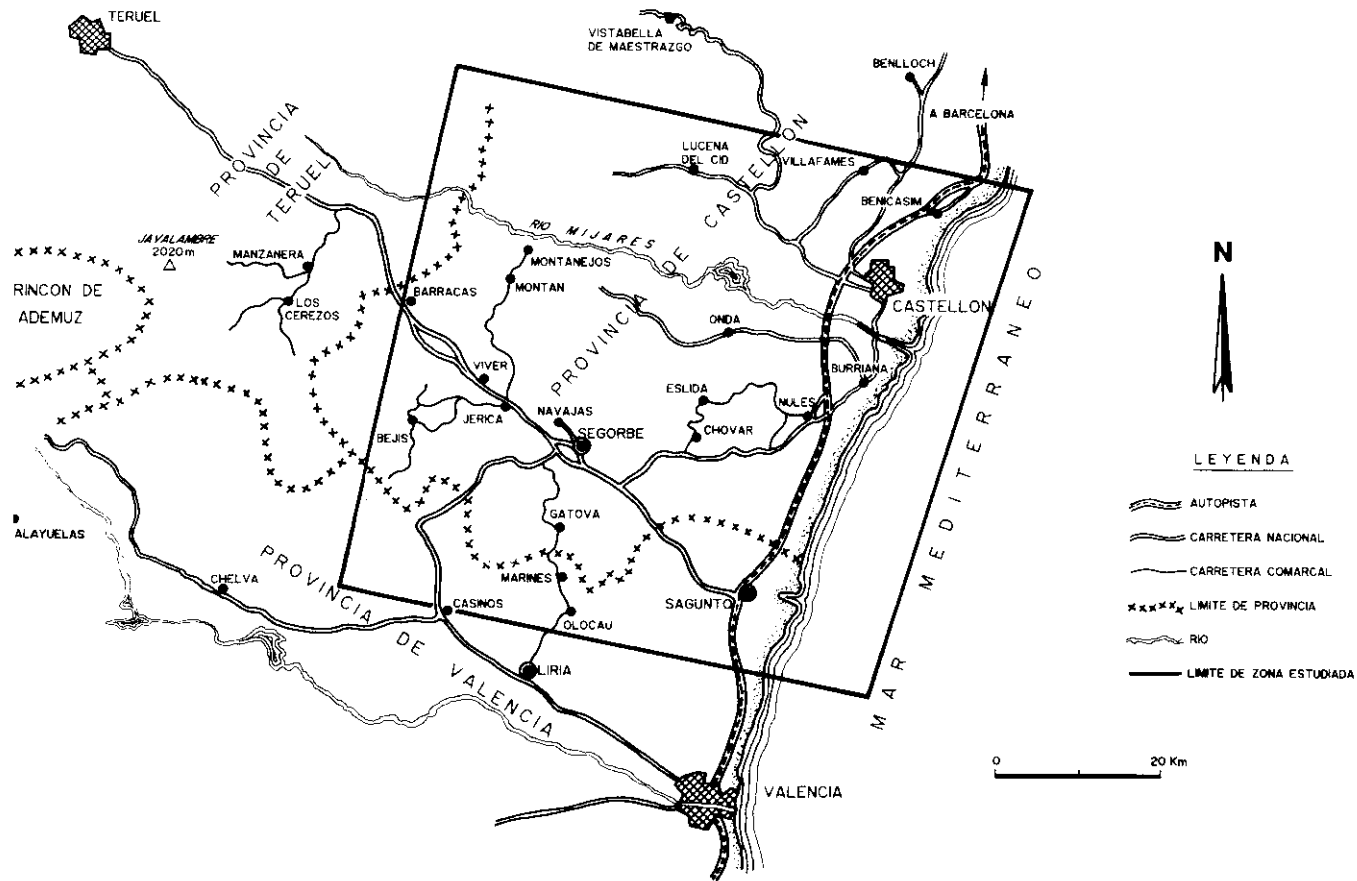
INTRODUCCIÓN

Los estudios realizados de las rocas del Pérmico y Trásico del Levante español han sido menos frecuentes que en otras cuencas adyacentes, como la Catalana o el resto de la Ibérica. Un factor importante que puede justificar esto estriba en que esta área posee características estratigráficas y tectónicas especiales que pueden resultar complejas si no se utilizan datos de áreas próximas. Esta falta de información bibliográfica unida a la escasa resolución que para estas rocas han proporcionado en general las líneas sísmicas *offshore* en el actual Mediterráneo, ha favorecido en algu-

nos trabajos la confusión a la hora de intentar conocer la estratigrafía del área. El presente estudio se ha planteado mediante el seguimiento durante decenas-centenas de kilómetros de algunas de las principales lineaciones tectónicas de dirección NNE-SSO y NE-SE y la correlación con unidades litoestratigráficas de áreas próximas que nos permite comprender mejor los procesos de sedimentación y evolución paleogeográfica de la zona que aquí se estudia. La zona de estudio se centra en un área geográfica que incluye un cuadrado de unos 60 Km de lado, siendo el más oriental el situado en la línea de costa entre Benicasim (Castellón de la Plana) y Puzol (Valencia) (Fig. 1). Geológicamente se trata de un grupo de anticlinorios donde destacamos los del Desierto de Las Palmas, Sierra del Espadán, Molinar y Gátova-Marines (Fig. 2). Se trata pues, de la parte más oriental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, donde claramente se solapan dos dominios tectónicos para el Pérmico y el Triásico con direcciones de orientación casi perpendiculares entre ellas; una inicial de origen hercínico, NO-SE, y otra posterior, NNE-SSO.

Debido a la escasa y dispersa bibliografía existente que antes citábamos nos parece importante hacer seguidamente una breve revisión de la misma, que nos ayudará a comprender cómo se han ido arrastrando algunos problemas estratigráficos hasta la actualidad.

De los trabajos que han dado una base importante a los conocimientos del Pérmico y Triásico del Levante, podrían destacarse, cronológicamente diferentes grupos según etapas. Así, entre los más antiguos, Botella (1854), sin especificar, describe un triásico constituido por areniscas y calizas en el área de Villafamés. Vilanova (1863) y Cortazar & Pato (1882) hacen sendas descripciones físicas y geológicas de la provincia de Valencia, desestimando en el primer caso la presencia de los materiales pérmicos en favor de los triásicos y, no diferenciando entre ellos en el segundo caso, limitándose únicamente a hacer descripciones de niveles característicos. Dereims (1898) y Würm (1911) estudian el Muschelkalk de Morés dividiéndolo en tres tramos, dos carbonatados y uno intermedio arcilloso. Posteriormente, Lotze (1929) demostraría que se trata de una repetición tectónica al tiempo que describe la Facies Röt en esa misma zona, señalando algunas direcciones principales de fractura en los alrededores del Desierto de Las Palmas. En este mismo sentido, Cueto (1932) señala un eje principal tectónico al S de Castellón, de dirección NW-SE, y relaciona la acumulación sedimentaria con el juego vertical de dichas fallas. Ewald (1911) realiza una descripción muy general del Triásico de Valencia y Fallot & Bataller (1926) describen las rocas triásicas del S de la Sierra del Espadán y Lucena del Cid discordantes bajo el Cretácico, al

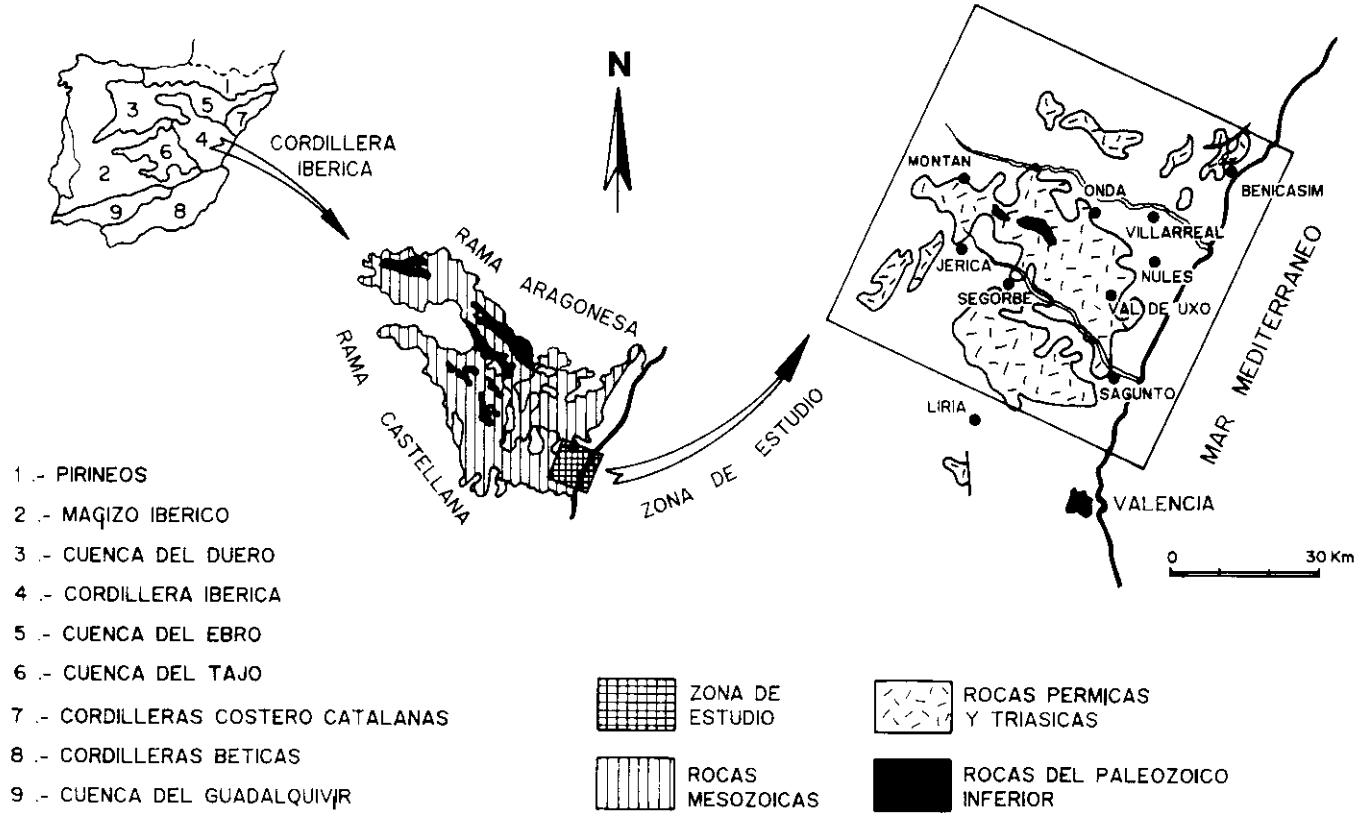


igual que lo hiciese posteriormente Sos (1933), aunque este último, considera carboníferas las rocas constituidas por lutitas y areniscas localizadas bajo el «rodeno», pero, sin criterios paleontológicos. Estas areniscas de Facies Buntsandstein o «rodeno», fueron descritas también por Lande-
rer (1920) en el Desierto de Las Palmas, pero sin establecer relación alguna con las rocas infra o suprayacentes. Brinkman (1931), describe en la Sierra del Garbí tanto el Buntsandstein como el Muschelkalk, diferenciando cuatro tramos en el primer caso y destacando el cambio importante de espesor que en pocos kilómetros se produce en la Facies Muschelkalk.

A mediados del presente siglo existe un claro estancamiento en la producción científica respecto al estudio de las rocas del Pérmico y Triásico en general. Podríamos destacar únicamente los trabajos de Hahne (1943) y Quintero & Revilla (1958). El primero de ellos separa en el Desierto de Las Palmas el Triásico Inferior del Superior, refiriéndose con el Inferior a la Facies Buntsandstein. Diferencia también dos direcciones tectónicas principales. El segundo de ellos se refiere principalmente a la Facies Muschelkalk en la provincia de Valencia.

El IGME realiza una serie de trabajos a través de las memorias y mapas geológicos a escalas 1:50.000 y 1:200.000. Entre los más antiguos de la primera escala destacamos la Hoja de Villafamés (Templado & Mese-
guer, 1950), donde aún no se cita el Pérmico ni el Jurásico en el Desierto de Las Palmas y se supone un substrato carbonífero. En la misma hoja, en una edición posterior (Obis & Canerot, 1973), se cita la Facies Bunt-
sandstein dividida en inferior, media y superior donde no se hacen mayores precisiones, así como las Facies Muschelkalk y Keuper y el Jurásico. Otras hojas que afectan a la zona de estudio a la misma escala son las de Alcora (Martín, Canerot & Obis, 1974), Segorbe (Gutierrez & Pedraza, 1974), Castellón (Goy *et al.* 1974a), Sagunto (Goy *et al.* 1974b) y Jérica (Ortí, 1977).

A escala 1:200.000 destacamos los mapas geológicos de Valencia y Vinaroz (IGME, 1972a y b, respectivamente). En el primero de ellos se separan cuatro unidades litológicas dentro de la Facies Buntsandstein en la Sierra del Garbí. En el último se describe el Cretácico Medio y Superior sobre el Triásico en el Desierto de Las Palmas, donde el basamento lo consideran carbonífero y la Facies Muschelkalk puede superar los 400 m; quizás, esto último sea debido a una confusión con las



rocas cretácicas. En esta misma década cabe destacar también el trabajo de Carreras *et al.* (1971) en los alrededores de Benicasim, en el que se separan las Facies Buntsandstein y Muschelkalk sin entrar en mayor detalle.

Hasta la presente década no aparecen nuevamente trabajos a destacar salvo el de Boulouard & Viallard (1982), donde realizan dataciones mediante asociaciones de polen y esporas en la Sierra de Espadán y del que hablaremos en detalle más adelante.

Recientemente, en López-Gómez & Arche (1992a) se describen formalmente las unidades litoestratigráficas para el Pérmico y el Trásico Inferior y Medio del SE de la Cordillera Ibérica en donde queda incluida la zona de estudio del presente trabajo. De estas unidades y para toda la zona antes indicada, se hace un estudio detallado de las secuencias deposicionales y su interpretación paleogeográfica en López-Gómez & Arche (1993). En el trabajo de López-Gómez & Arche (1992b) se describe la Formación Marines (Facies Röt). Para el Desierto de Las Palmas, Aurell *et al.* (1992) y Roca & Guimerà (1992) realizan trabajos innovadores, aunque no se refieren exclusivamente al Desierto de Las Palmas y sitúan la etapa de erosión-discordancia de la base del Jurásico en distinta edad. Salas & Casas (1993) aprecian una clara deceleración de la subsidencia en el límite Triásico-Jurásico en la margen E de Iberia que podría corroborar la etapa de erosión expuesta por los anteriores autores. Gómez-Gras (1993) realiza un trabajo petrológico detallado y estratigráfico en la Sierra de Espadán y área de Benicasim para las rocas del Pérmico y Triásico.

Finalmente, en el trabajo de López-Gómez, Mas & Arche (1993) se realiza un estudio detallado de la evolución del Triásico Medio en Facies Muschelkalk en el SE de la Cordillera Ibérica bajo los aspectos de estratigrafía secuencial, dolomitización y controles dinámicos en la evolución de las dos rampas carbonatadas que representa dicha facies.

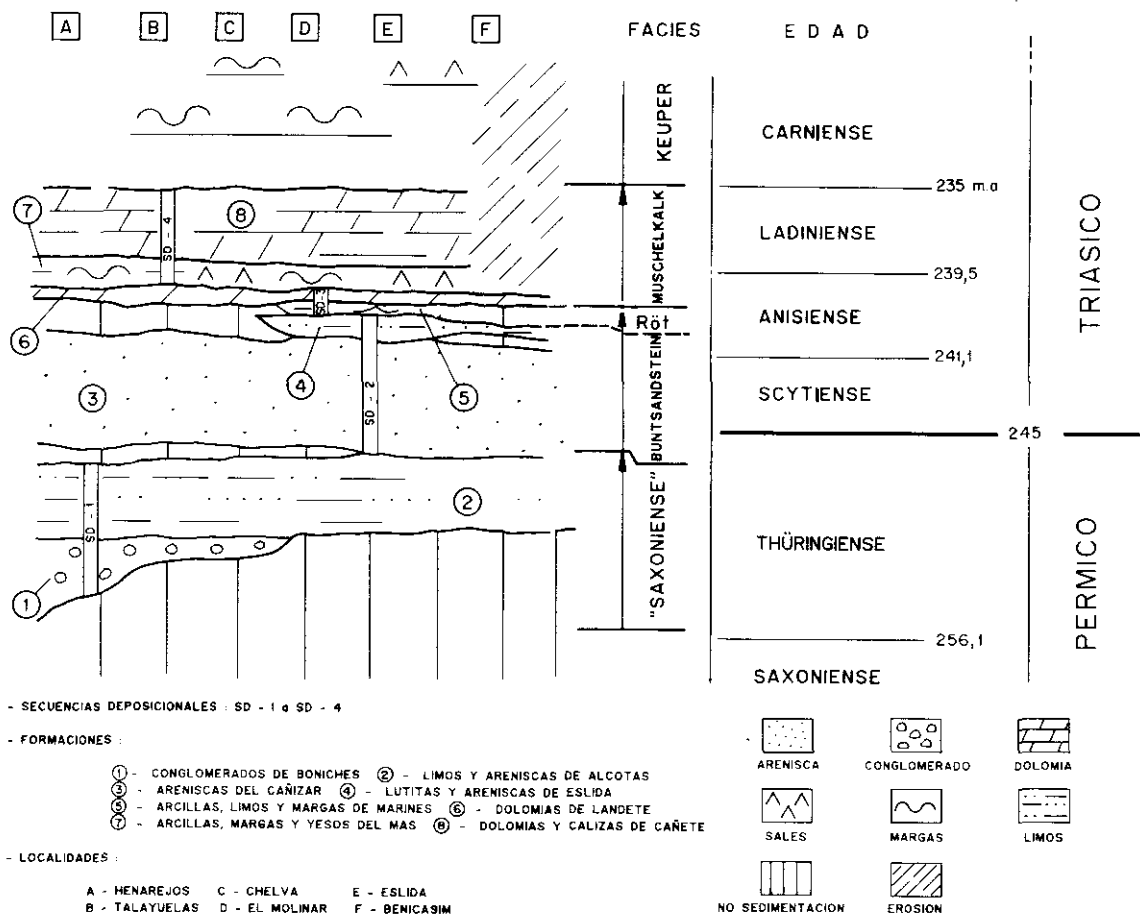


Figura 3.—Esquema cronostratigráfico en una sección NO-SE del Permiano y Triásico del SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

Figure 3.—Chronostratigraphic chart for the Permian-Triassic sediments along a NW-SE section of the SE Iberian Ranges.

LAS ROCAS, FACIES, UNIDADES Y SECUENCIAS DIFERENCIADAS

Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico del SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica fueron definidas formalmente en López-Gómez & Arche (1992a) (Fig. 3). Se trata de siete formaciones constituidas en su mayoría por diferentes miembros. Las formaciones están representadas en cuatro facies distintas: «Saxoniense», Buntsandstein (con la Facies Röt incluida) Muschelkalk y Keuper; la última de ellas, aunque está ampliamente desarrollada en esta zona, no será tratada en este trabajo.

Algunas formaciones presentan lateralmente una variación importante de espesor y, a veces, pueden llegar a desaparecer decenas de metros de aquéllas en pocos kilómetros o incluso llegan a desaparecer totalmente. Este último aspecto es uno de los más característicos del Pérmico y Triásico de esta zona de estudio y que abordaremos más adelante en detalle.

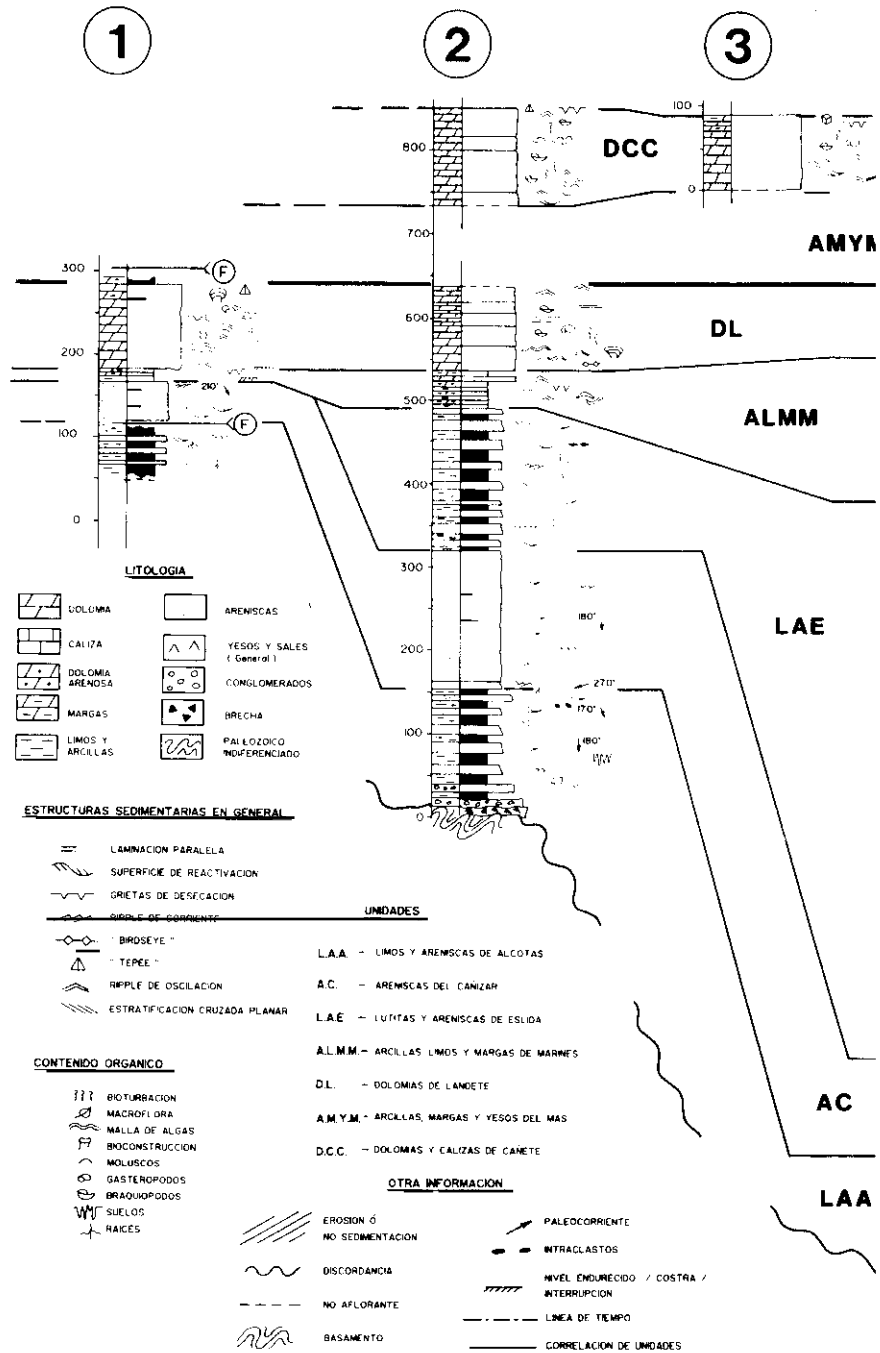
Seguidamente hacemos una descripción escueta de las diferentes unidades cuya información puede ser ampliada en otros trabajos previos (López-Gómez & Arche, 1992a; 1993 y 1994).

FACIES «SAXONIENSE»

Está representada en esta zona por la Fm. Limos y Areniscas de Alcotas, habiendo desaparecido la Fm. Conglomerados de Boniches, inmediatamente por debajo de aquélla y que alcanza su mayor espesor al O, en la provincia de Cuenca (Fig.3).

La Fm. Alcotas consiste en limos de color rojo con intercalaciones de cuerpos de areniscas y ocasionalmente de conglomerados. Los limos presentan escasas estructuras sedimentarias y esporádicos niveles de suelos. Las areniscas muestran estratificación cruzada planar y de surco, *ripples* de corriente y *parting lineation* mostrando secuencias granodecrecientes y direcciones de paleocorriente hacia el SE. El espesor se mantiene bastante homogéneo en toda la zona de estudio llegando a un máximo de 170 m. (Figs. 3 y 4). Esta formación siempre se deposita discordante sobre el basamento hercínico en el área de Levante.

Esta formación se interpreta sedimentológicamente como depósitos pertenecientes a llanuras de inundación amplias, con lagos esporádicos y surcadas por sistemas fluviales de baja sinuosidad y ocasionalmente de alta sinuosidad.



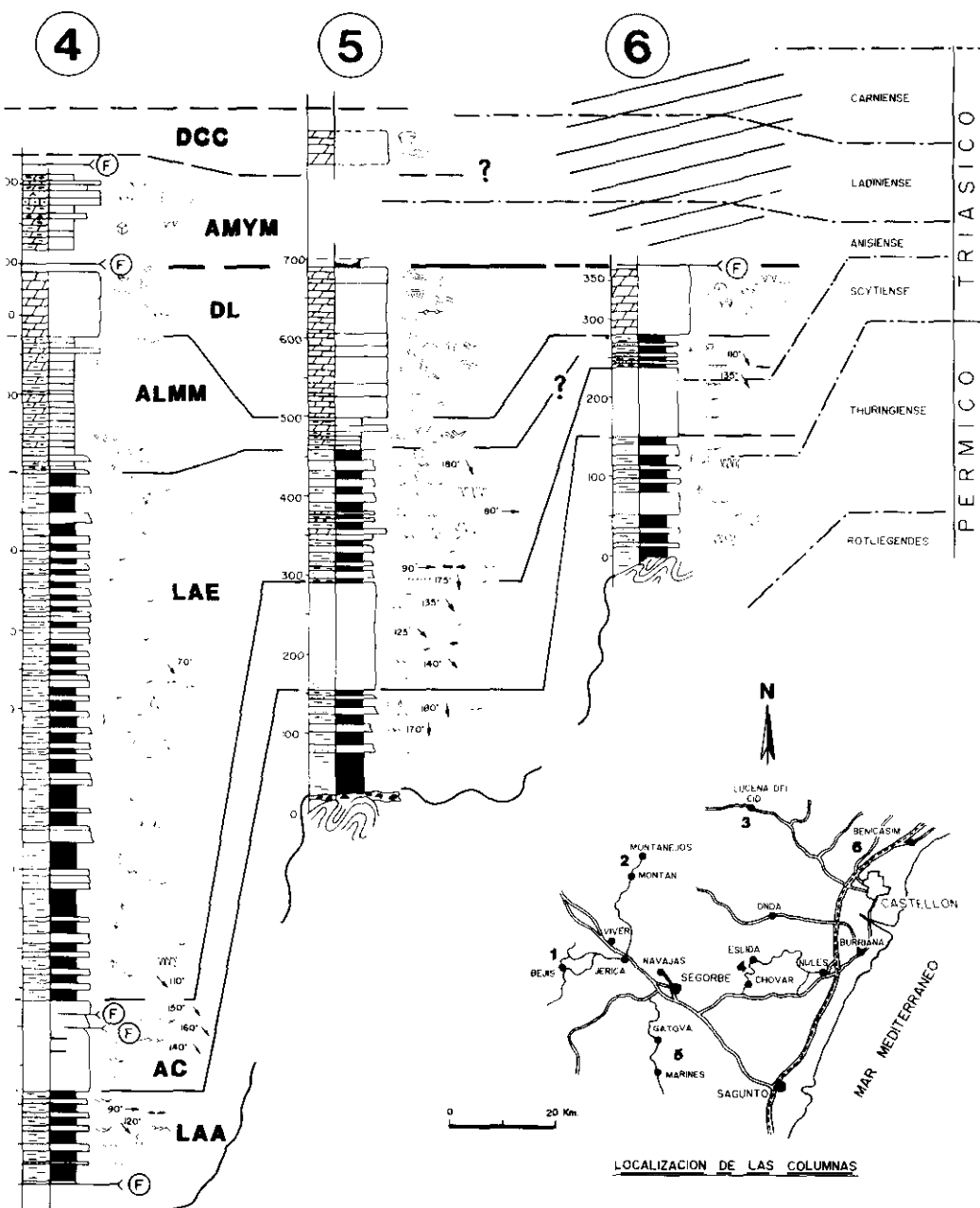


Figura 4.—Formaciones, edades y correlaciones establecidas para los sedimentos del Pérmico y Triásico del SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

Figure 4.—Formations, ages and established correlations for the Permo-Triassic sediments of the Castilian Branch of the Iberian Range.

FACIES BUNTSANDSTEIN

Está representada de muro a techo respectivamente por las Formaciones Areniscas del Cañizar y Lutitas y Areniscas de Eslida respectivamente (la Facies Röt la describimos más adelante).

La Fm. Cañizar consiste en areniscas de color rojo, muy cementadas y con tamaño de grano medio. En conjunto muestra unas características generales muy homogéneas y con un espesor que puede superar los 100 m (Fig. 4). Presenta estratificaciones cruzadas planares y de surco, cantos blandos y *parting lineation*. No han aparecido restos de fauna ni flora fósiles. Las paleocorrientes se dirigen hacia el SE. En conjunto esta formación se ha interpretado como depósitos fluviales de tipo entrelazado con diferentes formas de descarga controladas en parte por una dinámica de tipo sintectónico (López-Gómez & Arche, 1993), siendo en general similares a los ejemplos descritos por Cant & Walker (1978) también en sedimentos antiguos. Esta formación es visible prácticamente en todos los afloramientos estudiados manteniendo un espesor general muy constante (Fig. 4). La unidad infrayacente es siempre la Fm. Alcotas, mostrando un contacto neto entre ambas y presentando a veces decoloraciones que indicarían posiblemente una interrupción en la sedimentación. El contacto con la unidad suprayacente puede ser concordante y transicional con la Fm. Eslida, mediante interrupción con la Fm. Marines (Facies Röt) (Fig.4) o bien discordantemente con la unidad inferior carbonática de la Facies Muschelkalk (Fm. Landete) al S de Villafamés, como veremos más adelante.

La Fm. Eslida muestra una gran variación lateral de espesor, llegando a oscilar entre los 700 m en las proximidades de Eslida hasta llegar a desaparecer al O de Bejís (Fig. 4). Se trata de limos de color rojo con intercalaciones de cuerpos de arenisca que presentan estratificación cruzada planar, de surco, cantos blandos de lutitas, ripples de corriente, «parting lineation» y superficies de reactivación principalmente. Las paleocorrientes se dirigen hacia el SE y S. Esta formación se ha interpretado como depósitos fluviales de tipo entrelazado con episodios esporádicos de alta sinuosidad pertenecientes a facies distales donde las llanuras de inundación son extensas permitiendo la formación de lagos efímeros y el desarrollo de suelos. El contacto con la unidad infrayacente es siempre sobre la Fm. Cañizar, siendo neto y concordante y ocasionalmente transicional. El contacto con la unidad suprayacente se realiza con la Fm. Marines (Facies Röt) y localmente, en el Desierto de Las Palmas, con la unidad

inferior carbonática de la Facies Muschelkalk (Fm. Dolomías de Landete) mediante contacto discordante.

FACIES RÖT

Está constituida por la Fm. Arcillas, Limos y Margas de Marines y fue descrita por López-Gómez & Arche (1992b). Su extensión es muy similar a la de la Fm. Eslida aunque con un espesor menor, llegando a desaparecer al N de la zona de estudio (Fig. 4). Está constituida por lutitas de color rojo con intercalaciones de margas verdes y amarillas y, esporádicamente, otras de escasos centímetros o milímetros de areniscas, calizas o yesos. El contenido en carbonato aumenta hacia el E de forma inversamente proporcional al de illita y clorita. Se han diferenciado laminaciones paralelas, *ripples* de oscilación, *linsen bedding*, grietas de desecación, pseudomorfos de halita e impresiones de raíces. Se ha interpretado esta formación como sedimentos básicamente estuarinos donde se aprecia claramente una transición entre facies distales de sistemas fluviales en la base a otros relacionados con sedimentos marinos poco profundos en el techo. El contacto con la unidad infrayacente suele realizarse con la Fm. Eslida o puntualmente con la Fm. Cañizar, al O de la zona de estudio.

FACIES MUSCHELKALK

Está constituida por dos unidades carbonáticas y otra separando a las anteriores constituida por litologías mixtas que varían entre areniscas, limos, dolomías, margas y yesos. Esta última unidad fue denominada Fm. Arcillas, Margas y Yesos del Mas (López-Gómez & Arche, 1992a) y presenta en esta zona de estudio pocos afloramientos, incompletos y de mala calidad (Fig. 4), lo que no nos permite precisar sobre la misma por el momento y por lo que hemos considerado prescindir de su estudio en este trabajo. Las dos formaciones carbonáticas fueron denominadas Dolomías de Landete y Dolomías y Calizas de Cañete para la inferior y superior, respectivamente (López-Gómez & Arche, 1992a)

La Fm. Landete (Fig.3) fue estudiada en detalle en López-Gómez *et al.* (1993). Presenta en general unas características homogéneas a lo largo de la zona de estudio al tiempo que un espesor muy variable. Está básicamente constituida por dolomías y de forma esporádica margas y yesos.

Tanto para esta formación como para la superior carbonática se han diferenciado un conjunto de facies que resumimos a continuación:

- Facies a: Dolomía gris, probablemente *mudstone-wackestone* en origen. Presenta laminación *cryptalgal* y ocasionalmente bioturbación y *ripples* de oscilación.

- Facies b: Dolomía gris, probablemente *packstone-grainstone* en origen. Presenta estratificación cruzada planar y de surco, oolitos, intraclastos y restos de conchas.

- Facies c: Dolomía gris, probablemente *mudstone-wackestone* en origen. Presenta abundantes bivalvos y gasterópodos y, ocasionalmente foraminíferos, conodontos y pellets.

- Facies d: Dolomía de color gris con laminaciones de tipo *cryptalgal* con morfología de domo.

- Facies e: Dolomías de color gris, probablemente *wackstone-packstone* en origen. Muestra *ripples* de corriente y oscilación y pasa hacia techo a niveles que presentan laminación paralela o niveles con gran acumulación de gasterópodos y/o bivalvos.

- Facies f: Dolomías de color ocre o amarillo pálido. Puede presentar niveles centimétricos con brechas de cantos planos, grietas de desecación, *mounds*, laminación *cryptalgal*, *tepees*, porosidad fenestral, pseudo-morfos de cristales de halita y niveles con alto contenido en Fe y Mn.

- Facies g: Dolomías de color gris, probablemente *wackestones-grainstones* en origen. Presenta niveles centimétricos con base erosiva, estratificación cruzada de pequeño porte y restos de conchas de bivalvos que muestran generalmente granoclasificación positiva.

En la vertical, esta formación está subdividida en miembros (López-Gómez & Arche, 1992a). Cada uno de ellos está caracterizado por la repetición de una secuencia tipo constituida por una asociación vertical de facies de las arriba descritas. Así, de muro a techo, tendríamos los siguientes miembros y sucesiones de facies (entre paréntesis): Mb. Serra (a, g), Mb. San Martín (b, e), Mb. Mal Paso (c, a), Mb. Olocau (e, a), Mb. Peña Rubia (a, f) y Mb. Beamud (f). El análisis de cada miembro y el conjunto de los mismos nos permite interpretar esta formación como la evolución de una rampa carbonatada con diferentes subambientes que irían desde zonas de llanura mareal a zonas de batida en bajíos (*shoals*) en la mitad inferior (mbs Serra y San Martín) hacia zonas protegidas tipo *lagoon* e inter-supramareal en la mitad superior y techo, donde estarían incluidos el resto de los miembros.

El contacto de esta formación con la unidad infrayacente en esta zona

de estudio se realiza siempre con la Fm. Marines, excepto en la parte mas oriental, en la que bien por contacto erosivo o mecánico puede también yacer sobre las Fms. Eslida y Cañizar de la Facies Buntsandstein. El contacto con la unidad suprayacente es siempre con la Fm. Mas (aunque difícilmente visible) o bien mecánico con rocas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior en el Desierto de Las Palmas.

La Fm. Cañete constituye la unidad carbonática superior de la Facies Muschelkalk (Figs. 3 y 4). Está constituida por dolomías principalmente y margas en menor proporción. Esta formación presenta importantes problemas mecánicos en esta zona de estudio que frecuentemente hacen que no aparezcan afloramientos en campo y, cuando lo hacen, se presentan incompletos y mostrando una gran deformación en las rocas que hace casi imposible el reconocer sus características básicas. Este problema no sucede en el resto de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, siendo pues una característica importante del área del Levante que comentaremos más adelante. Es importante también destacar que esta formación llega a desaparecer en el área de Benicasim junto con la unidad intermedia siliciclástica de la Facies Muschelkalk (Fm. Mas). Se han podido observar también las facies descritas previamente para la Fm. Landete, lo que sirvió de apoyo para diferenciar del mismo modo cinco miembros dentro de la Fm. Cañete (López-Gómez *et al.*, 1993a) constituidos por la repetición en la vertical de secuencias formadas por asociaciones de las facies antes citadas. De este modo, de muro a techo tendríamos los siguientes miembros y asociaciones de facies (entre paréntesis y también de muro a techo): Mb. Gorgocil (b, e). Mb. Henarejos (c, d), Mb. Huélamo (c, g), Mb. Valacloche (b, e) y Mb. Moya (c, f). La sucesión en la vertical de estos miembros y la interpretación de las asociaciones que los constituyen nos permiten interpretar sedimentológicamente esta formación como la evolución de una plataforma carbonatada con diferentes subambientes que evolucionarían desde llanura mareal hasta zonas de mayor energía en bajíos (*shoals*) para el Mb. Gorgocil y, zona protegida de tipo *lagoon* con bioconstrucciones y llanura mareal con diferentes subambientes que irían indicando una progresiva regresión marina y que terminaría en subambientes de *sabkhas*, para el resto de los miembros.

El contacto de esta formación con la inmediatamente inferior se realiza siempre con la Fm. Mas de forma aparentemente concordante y, también aparentemente concordante con la Facies Keuper para la unidad inmediatamente superior; sin embargo, como habíamos comentado previamente, es muy difícil encontrar contactos bien expuestos entre las formaciones de la Facies Muschelkalk en esta zona oriental de la Rama

Castellana de la Cordillera Ibérica (Fig. 4). Por otro lado y, como veremos con mayor detalle más adelante, esta formación ha sido erosionada en el área del Desierto de Las Palmas de manera que, el Jurásico Superior-Cretácico Inferior se llega a depositar discordantemente sobre la unidad inferior carbonática de la Facies Muschelkalk (Fm. Landete).

SECUENCIAS DEPOSICIONALES DIFERENCIADAS Y DIVISIÓN EN CORTEJOS SEDIMENTARIOS

Las secuencias deposicionales del Pérmico y Triásico del sector SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica fueron recientemente definidas en López-Gómez & Arche (1993). Estas secuencias son, pues, diferenciadas en la zona que incluye el presente estudio como se muestra en la figura 3. Así, la Secuencia Depositional 1 (SD-1) está representada por la Facies «Saxoniense» aunque como vimos previamente, el término inferior de esta facies no aparece en esta zona de estudio (Fm. Conglomerados de Boniches), limitándose exclusivamente a la provincia de Cuenca.

La Secuencia Depositional 2 (SD-2) está íntegramente representada por la Facies Buntsandstein, incluyendo las Fms. Cañizar y Eslida. La parte superior de la Facies Buntsandstein, es decir, la Fm Marines (Facies Röt), sería a su vez el término inferior de la Secuencia Depositional 3 (SD-3) (Fig. 3), siendo la unidad inferior carbonatada de la Facies Muschelkalk (Fm. Landete) el término superior de esta SD-3. Finalmente, la Secuencia Depositional 4 (SD-4) estaría constituida por las fms. Mas y Cañete, ambas de la Facies Muschelkalk. Esta secuencia llega a desaparecer totalmente por erosión en el NO del área que aquí estudiamos (Fig. 4).

Las secuencias descritas constituirían la unidad fundamental y la base para la construcción de la Estratigrafía Secuencial del Pérmico y Triásico de la zona de trabajo. En este estudio seguiremos la nomenclatura definida en Vail *et al.* (1977) y Haq, Handerbol & Vail (1987) para subdividir dichas secuencias en *lowstand*, *higstand* y *transgressive system tracts* (LST, HST y TST, respectivamente) o bien, cortejos de bajo nivel del mar, alto nivel del mar y transgresivo, respectivamente (Vera, Riba & Reguant, 1989). Esta nomenclatura será utilizada en este trabajo exclusivamente como herramienta para precisar, cuando se pueda, las características internas de las diferentes secuencias deposicionales definidas (Fig. 5). Así, la división en cortejos sedimentarios de las secuencias deposicionales ha sido llevado a cabo en las Facies Röt y Muschelkalk, omitiendo para este

caso aquellas de carácter continental (SD-1 y SD-2). La figura 5 muestra esquemáticamente esta subdivisión donde, la Fm Marines (Facies Röt) estaría representada en la base por el LST-1 y, en la parte superior, por el TST-1, quedando a su vez jalonado por una superficie de máxima inundación (MFS-1). La parte más alta del TST-1 y el HST-1 estarían ya dentro de la Fm. Landete, completando así la SD-3.

La base de la SD-4, constituida por la Fm. Mas, está representada por la LST-2; la parte más alta de esta formación y el comienzo de la Fm Cañete estarían representadas por el TST-2 y culminaría con una superficie de máxima inundación (MFS-2). La parte superior de la Fm Cañete estaría representada por el HST-2 cuya parte mas alta correspondería también con la parte superior de la SD-4.

En conjunto, la SD-3 representaría el primer impulso transgresivo del Mar del Tethys, estando la parte más alta de esta SD marcada por una superficie regresiva. Sobre esta superficie comenzaría la SD-4 representando un segundo impulso transgresivo. La base de ambas SD-3 y SD-4 muestran una clara geometría de solapamiento expansivo («onlap»).

Los dos últimos ciclos progradantes señalados pueden ser también reconocidos en el NO de la Cordillera Ibérica (Sopeña *et al.*, 1988), aunque los carbonatos marinos de la SD-3 pasan lateralmente a facies siliciclásticas en aquel mismo sentido (García-Gil, 1991). También dichos ciclos han sido reconocidos en las Cordilleras Costero Catalanas (Calvet, Tucker & Henton, 1990) pero con distintas facies, ya que hay un gran desarrollo de arrecifes y el límite superior con la Facies Keuper es más transicional.

Para un estudio mas detallado de la Estratigrafía Secuencial del Pérmico y Triásico del SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica pueden consultarse los trabajos de López-Gómez & Arche (1993) y López-Gómez *et al.* (1993).

LA EDAD DE LAS ROCAS. CORRELACIONES QUE SE ESTABLECEN

La edad de las diferentes unidades descritas ha sido obtenida por diferentes métodos y, en la mayor parte de los casos fuera del área que aquí estudiamos pero en niveles perfectamente correlacionables. Todas las formaciones que hemos presentado han sido datadas mediante asociaciones de polen y esporas (Doubinger, López-Gómez & Arche, 1990) salvo

CUENCA IBERICA S. E										
E D A D			FACES	UNIDAD	LITOLOGIA	SEC. DEP.	CORTEJOS SEDIMENTARIOS "SYSTEM TRACTS"			
							HST	TST	LST	
PER.	T R I Á S I C O									
	SUP. INFERIOR	M E D I O			MUSCHELKALK	CAÑETE	SEC. DEP. 4	HST-2		
		SUPERIOR								
	THÜRSCYTENSE	ANISIENSE			LANDETE MAS	LIT.	SEC. DEP. 3	TST-2		
		LADINIENSE								
	SAX	BUNTSANDSTEIN			Röt	ESLIDA	SEC. DEP. 2	HST-1		
					MAR.					
	ALCOTAS	CAÑIZAR			LIT.	LIT.	SEC. DEP. 1	TST-1		
								LST-1		

la Fm. Landete que lo ha sido mediante asociaciones de foraminíferos (Márquez, López-Gómez & Trifonova, 1994).

Las figuras 4 y 5 muestran estas edades. Además, en la primera de ellas se establece la correlación entre las diferentes unidades apreciándose también la relación espesor/tiempo. Así, para la Facies «Saxoniense» (SD-1), la Fm Alcotas tiene una edad Thüringiense, siendo con ello la única formación de esta área que tiene edad pérmica. Esta unidad fue datada en diferentes puntos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (ver Doubinger *et al.*, 1990) y recientemente, mediante dos asociaciones de polen y esporas ha sido igualmente datada en el Levante español. La primera asociación en el puerto de Eslida, con la presencia de *Lueckisporites virkkiae*, *Nuskoisporites dulhunty* y *Paravesicaspora splendens*, entre otros elementos y, la segunda asociación, en la subida al Monasterio del Desierto de Las Palmas, donde también la presencia de *Lueckisporites virkkiae* indicaría una edad Thüringiense (Solé de Porta, com. pers. de trabajo en preparación), confirmando así la edad propuesta en trabajos anteriores. Para la Facies Buntsandstein, que está básicamente constituida por la SD-2, es decir, por las Fms. Cañizar y Eslida, la edad es Anisiense. La primera de ellas está incluida en la parte inferior del Anisiense según una datación obtenida en la parte superior de dicha formación, lo cual nos hace pensar que la mayor parte de la Fm. Cañizar podría estar incluida en el Scytiense. La Fm. Eslida, antes de ser definida formalmente, fue datada como Anisiense con asociaciones de polen y esporas por Boulouard & Viallard (1982) en los alrededores de Chovar-Eslida, aunque posteriormente, estos mismos autores pueden haber confundido esta Formación al identificarla como la Fm. Alcotas (tampoco definida formalmente en aquel momento), puesto que en dicho trabajo no llegan a diferenciar una formación de la otra que litológicamente son muy similares (Fig. 4, columna 4); sin embargo, la Fm. Alcotas tiene una edad Thüringiense datada (Doubinger *et al.*, 1990).

La SD-3 tiene una edad Anisiense. La unidad inferior de esta secuencia deposicional, la Fm. Marines (Facies Röt), fue datada mediante asociaciones de polen y esporas (Doubinger *et al.*, 1990) y la unidad supe-

Figura 5.—Unidades estratigráficas, secuencias deposicionales y cortejos sedimentarios diferenciados en los sedimentos del Pérmico Superior y Triásico de la zona oriental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

Figure 5.—Stratigraphical units of the Upper Permian and Middle Triassic of the eastern part of the SE Iberian Ranges and their relation to System Tracts nomenclature and depositional sequences.

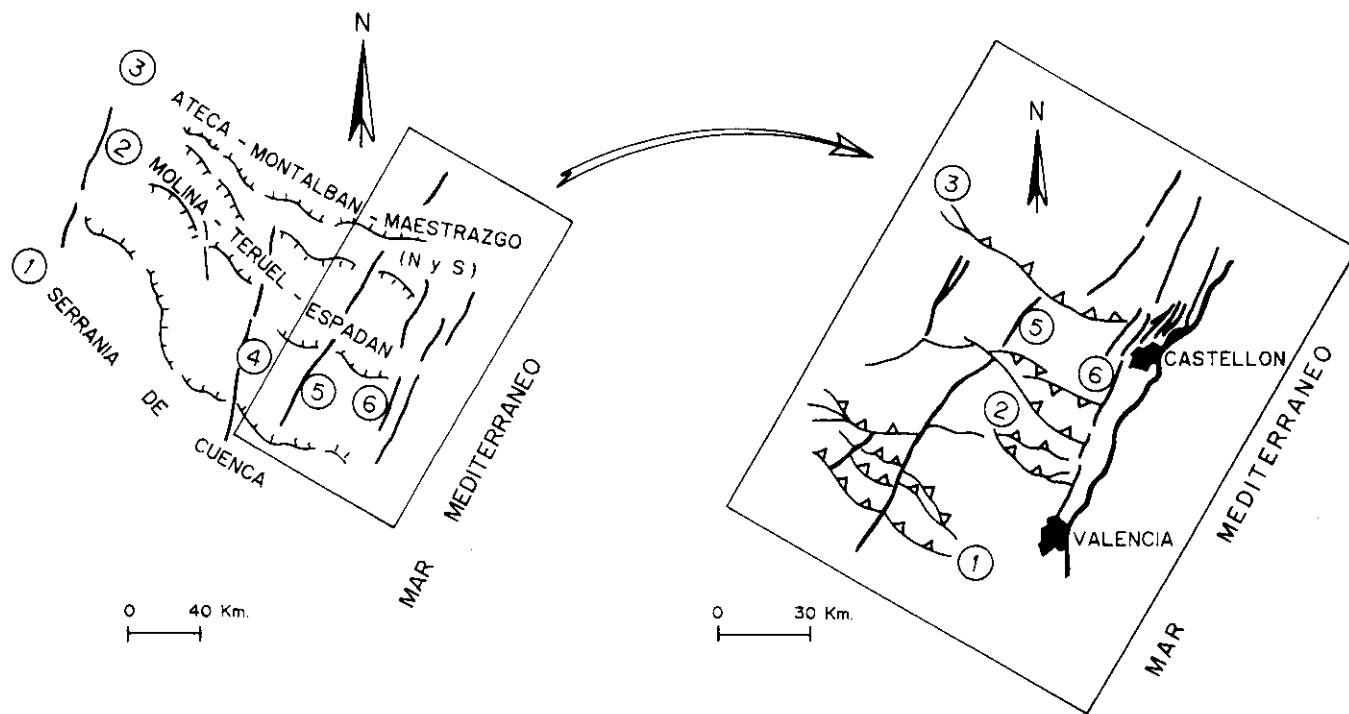


Figura 6.—Esquema simplificado de los dos principales sistemas de fracturas (NNE-SSO y NO-SE) diferenciados en la Cordillera Ibérica (a la izquierda) y con mayor detalle para la parte más oriental (a la derecha).

Figure 6.—Simplified sketch of the two main fault systems (NNE-SSO and NO-SE) (left) and with more detail for the eastern most part (right).

rior, Fm. Landete, fue datada mediante asociaciones de foraminíferos (Márquez *et al.*, 1994).

El límite entre el Anisiense y el Ladiniense está situado en la unidad inferior de la SD-4 (Fm. Mas), estando la unidad superior de esta secuencia (Fm. Cañete) incluida en el Ladiniense o quizás, en su parte más alta, en la base del Carniense (Doubinger *et al.*, 1990).

Conocer la edad para todas las unidades definidas para el Pérmico y Triásico de esta zona de estudio y la estratigrafía de la misma ha supuesto el poder determinar, entre otras cosas, los cambios en la velocidad de subsidencia y acumulación de sedimentos en diferentes puntos, pudiéndose por tanto ganar precisión en el conocimiento de la actuación de la tectónica sinsedimentaria de los sistemas de fractura dominantes con direcciones NO-SE y NNE-SSO. Así, durante el Anisiense, es decir, en unos 8 m.a., se puede afirmar que se depositaron las Fms Eslida, Marines y Landete y parte de las Fms. Cañizar y Mas en el dominio central de esta área de estudio (Figs. 3 y 4, columna 4). esto supone, en definitiva, más de 650 m de sedimentos en la zona de Chovar-Eslida que, en pocos Km hacia el O, en el área de Bejis (Fig. 4, columna 1) queda reducido a unos 155 m desapareciendo gran parte de la Fm. Marines y la totalidad de la Fm Eslida. Algo similar sucedería en la zona del Desierto de las Palmas (Fig. 4, columna 6), desapareciendo en este caso la Fm. Marines (en la parte situada más al S, en la columna del Monasterio que veremos más adelante, pueden estar presentes los últimos sedimentos, 2,5 m de dicha formación) y reduciéndose considerablemente el espesor de la Fm. Eslida. La diferente actuación de la tectónica sinsedimentaria dentro de esta área de estudio y la comparación con áreas próximas será parte del objetivo del siguiente apartado.

Las correlaciones litoestratigráficas que se han podido establecer con áreas próximas han sido recientemente abordadas en López-Gómez & Arche (1994, Fig. 18). De este modo, en este trabajo nos centramos principalmente en las correlaciones con el resto de la zona SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Así, en las figuras 3 y 4 se muestra cómo desde la zona de estudio hacia el O (área de Talayuelas-Henarejos-Chelva), desaparecen las Fms. Marines y Eslida dejando expuesto un nivel de no sedimentación-erosión que pone en contacto directamente a las Fms. Cañizar y Landete. Por otro lado, la base de la Fm Boniches termina acuñándose en los alrededores de Chelva, no llegando a pasar al área de Levante. Consideramos que estas marcadas diferencias en una distancia tan reducida podrían estar causadas por la tectónica distensiva diferencial en puntos y momentos diferentes como veremos en el siguiente apartado.

La correlación con áreas situadas al N de la que aquí estudiamos presenta un problema diferente al de la correlación establecida con la zona O, ya que hacia el N nos encontramos con el alto de Ateca-Montalbán-Maestrazgo (Fig.6) que fue activo como tal hasta casi finales del Anisien-se (López-Gómez & Arche, 1992b), lo que supone que únicamente se estableció conexión entre ambas cuencas durante la sedimentación de la unidad inferior carbonatada de la Facies Muschelkalk (Fm. Landete); es decir, la unidad superior de la SD-3, no habiendo por tanto conexión durante la sedimentación de la Fm. Marines (Facies Röt) ni previamente a ésta.

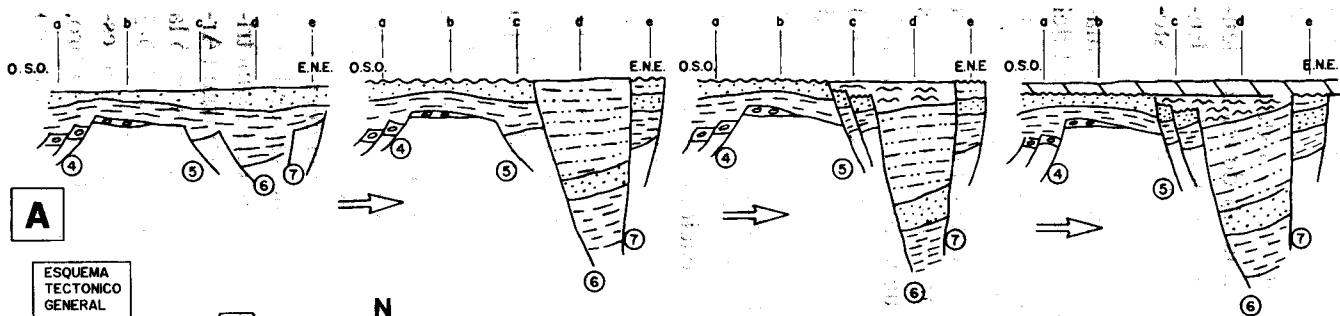
PALEOGEOGRAFÍA: CONTROLES Y EVOLUCIÓN

La zona del Levante de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica representa una de las áreas más complejas en cuanto a evolución de la Cuenca Ibérica debido, principalmente, a la activa tectónica sinsedimentaria controlada por dos sistemas de fracturas dominantes, NO-SE y NNE-SSO. Estudios en detalle de la evolución del SE de la Cuenca Ibérica durante el Pérmico y el Triásico han sido recientemente abordados en Arche & López-Gómez (1989 y 1992) y López-Gómez & Arche (1994) y previamente en Alvaro, Capote & Vegas (1979).

En primer lugar es importante destacar también que la Cuenca Ibérica no actuó de forma individual, ya que estaba relacionada con otras cuencas situadas al E de la Microplaca Ibérica, como la Catalana, Pirenaica o Ebro. Algunas de las fracturas principales que condicionaron la sedimentación durante el Pérmico y el Triásico lo hicieron en estas cuencas diferentes, aunque no de forma sincrónica. En el caso de la zona que aquí estudiamos tenemos dos sistemas de fracturas claramente marcados y casi perpendiculares entre ellos: NO-SE y NNE-SSO (Fig. 6). El sistema NO-SE está relacionado con direcciones tectónicas hercínicas y por tanto antiguas. Fueron las primeras en actuar y por ello, en configurar la Cuenca Ibérica inicialmente, a finales del Carbonífero o principios del Pérmico. Se trataría pues de las fallas límite de la Cuenca Ibérica, que estarían organizadas en tres sistemas de fallas normales que controlarían la extensión y la subsidencia de la cuenca durante el Pérmico y el Triásico (Arche & López-Gómez, 1992). Estos sistemas serían, de S a N, los siguientes: Serranía de Cuenca, Molina-Teruel-Espadán y Ateca-Montalbán-Maestrazgo (la parte N de este último sistema sería ya borde de la Cuenca del Ebro).

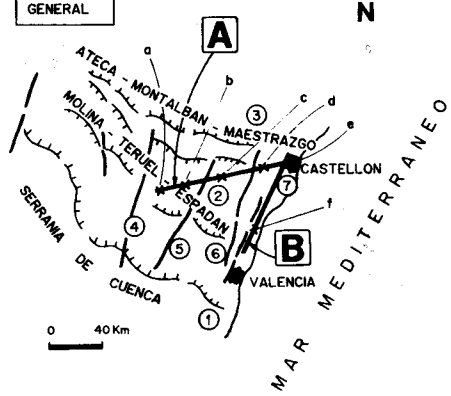
La líneación de fracturas NNE-SSO (Fig. 6) es más reciente, actuando en esta zona básicamente a partir del Triásico, siendo considerado como sistema asociado al anteriormente descrito NO-SE. Su extensión es mucho mayor, pues estaría relacionado con el sistema rift de igual orientación del Ródano y Centro Europa (Arche & López-Gómez, 1992). Entre este sistema de fracturas destacamos las de Teruel y Requena-Castellón (Fig. 6).

Ambos sistemas de fracturas NNE-SSO y NO-SE tendrían una actuación diferente y prácticamente en relevo; es decir, la mayor actividad del primero de ellos durante el Triásico coincidiría con una etapa más tranquila del NO-SE. Por otro lado, la propia geometría de las fallas condicionaría la actuación de las mismas, haciéndola diferente en un caso o en otro. Así, las fallas límite estarían constituidas por segmentos arqueados en planta de unos 60 Km de longitud cada uno que se relevan en la horizontal (Arche & López-Gómez, 1992, y López-Gómez & Arche, 1994) (Fig. 6). A su vez, estas fracturas se amortiguarían en profundidad tomando una morfología lítrica que llegaría a ser horizontal en profundidad pasando a actuar como fallas inversas durante las etapas de compresión alpina (Viallard, 1989, y Guimerà & Alvaro, 1990). Estos segmentos citados estarían separados y controlados por las líneaciones mayores de orientación NNE-SSO (Figs. 6 y 7). El cruce de ambos sistemas proporcionaría en planta superficies cuadradas o rectangulares cuya evolución vertical y relleno tiende a ser diferente entre ellas. La figura 7 mostraría, en secciones con orientaciones OSO-ENE (A) y NNE-SSO (B), la hipotética evolución de las subcuencas del área del Levante durante la etapa en que se llevó a cabo la sedimentación de las distintas secuencias deposicionales diferenciadas previamente para el Pérmico y el Triásico. En esta misma figura se han señalado con los números 1-3 aquellas líneaciones principales de dirección NO-SE y, con los números 4-7 aquellas de dirección NNE-SSO. En la sección B de la figura 7 puede observarse como posteriormente al comienzo del relleno asimétrico de la cuenca en el Pérmico mediante aportes de abanicos aluviales procedentes de la Falla de la Serranía de Cuenca (SD-1), ese relleno tendió a hacerse simétrico (SD-2) con la aparición de la falla Ateca-Montalbán-Maestrazgo (Arche & López-Gómez, 1992). Seguidamente, dicha cuenca experimentó la primera incursión del Tethys desde el ESE con el comienzo de la SD-3 en el Triásico Medio (Anisiense), cuando aún estaba actuando el «alto estructural del Maestrazgo» que separaba la Cuenca Ibérica de la del Ebro, habiéndose ya superado los umbrales internos que durante el Pérmico (SD-1) separaban las subcuencas del N y S de Valencia (Fig. 7).



A

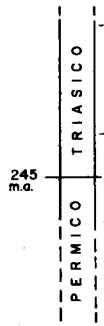
ESQUEMA
TECTONICO
GENERAL



A

MAE STRAZGO
CASTELLÓN
VALENCIA
CUENCAS
SERRANA DE
MOLINA - TERUEL
ATECA - MONTALBAN

0 40 Km



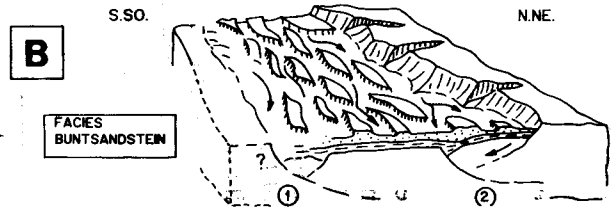
PERMICO
TRIASICO
245
m.a.

- Fm. DOLOMIAS DE LANDETE
- Fm. ARCILLAS, LIMOS Y MARGAS DE MARNES
- Fm. LUTITAS Y ARENSCAS DE ESLIDA
- Fm. ARENSCAS DE CAÑIZAR
- Fm. LIMOS Y ARENSCAS DE ALCOTAS
- Fm. CONGLOMERADOS DE BONICHES

① - ⑦ LINEACIONES PRINCIPALES DE FRACTURA

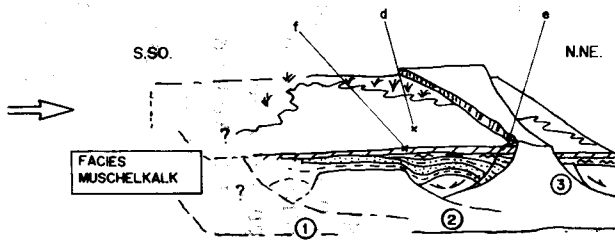
- a - GARABALLA
- b - CHELVA
- c - BEJIS
- d - CHOVAR - ESLIDA
- e - BENCASIM
- f - SAGUNTO

A y **B** SECCIONES SERIADAS REALIZADAS



B

FACIES
BUNTSANDSTEIN



FACIES
MUSCHELKALK

Las fallas de dirección NNE-SSO próximas a la actual costa mediterránea (Fig. 7, núms. 6 y 7) aceleran su actividad al comienzo del Triásico, produciendo una subsidencia muy acusada que durante el Anisiense en el área de Chovar-Eslida (Fig. 7, sección A, letra d) y que queda claramente reflejado en la parte superior de la SD-2 (Fm. Eslida). Esta subsidencia estaba claramente limitada a ciertos sectores de algunas decenas de Km² ya que, saliendo de éstos, la subsidencia podría ser hasta 10 veces menor en un desplazamiento lateral de unos 12 Km, como sucede en las zonas de Bejís o Benicasim (Fig. 7, sección A, letras c y e, respectivamente) donde la Fm. Eslida llega incluso a no depositarse. Con el comienzo de la SD-3, es decir, la deposición de la Fm. Marines (Facies Röt), momento en el que se inicia la primera incursión del Tethys en la Cuenca Ibérica, la subsidencia comienza a relentizarse terminando por homogeneizarse al final de la sedimentación de dicha SD-3; es decir, con la unidad inferior carbonatada de la Facies Muschelkalk (Fm. Landete) (Fig. 7, secciones A y B).

La zona de Levante, al igual que en otras zonas de la Cordillera Ibérica, muestra en algunos puntos una clara discordancia entre el Triásico y el Jurásico. En el presente trabajo no vamos a profundizar en este aspecto por haber sido ya expuesto por diferentes autores previamente (Villena, 1971, Canerot, Faure & Rahal, 1984a, b y 1985, Aurell *et al.*, 1992; Roca & Guimerà, 1992, y San Román & Aurell, 1992, entre otros). La mayor parte de los autores más recientes muestran un modelo similar para explicar dicha discordancia. En definitiva, señalan que una etapa de tectónica distensiva, prácticamente en la base del Jurásico, provocó el hundimiento de una serie de bloques en función de diferentes fracturas, para el caso del Levante, de manera que dejaron levantado uno de los labios de los bloques elevados, siendo con ello zonas sometidas a erosión y escasa o no sedimentación. Estamos en general de acuerdo con esta hipótesis aunque, consideramos que el hundimiento de los bloques citados fue debido principalmente a la actividad de las fracturas de dirección NNE-SSO y no de aquellas de dirección NO-SE como parece entenderse del trabajo de Canerot *et al.* (1984a). Por otro lado, aún no queda claro qué sedimentos fueron los primeros en depositarse después de la etapa de no sedimenta-

Figura 7.—Esquema simplificado de la evolución tecto-sedimentaria durante el Pérmico y el Triásico en el SE de la Cordillera Ibérica llevado a cabo en dos secciones oblicuas de orientación ENE-OSO y NNE-SSO realizado en base a las principales fracturas.

Figure 7.—Simplified tecto-sedimentary sketch of the Permo-Triassic evolution of the SE Iberian Basin across two sections (ENE-WSW and NNE-SSW) using the main differentiated faults.

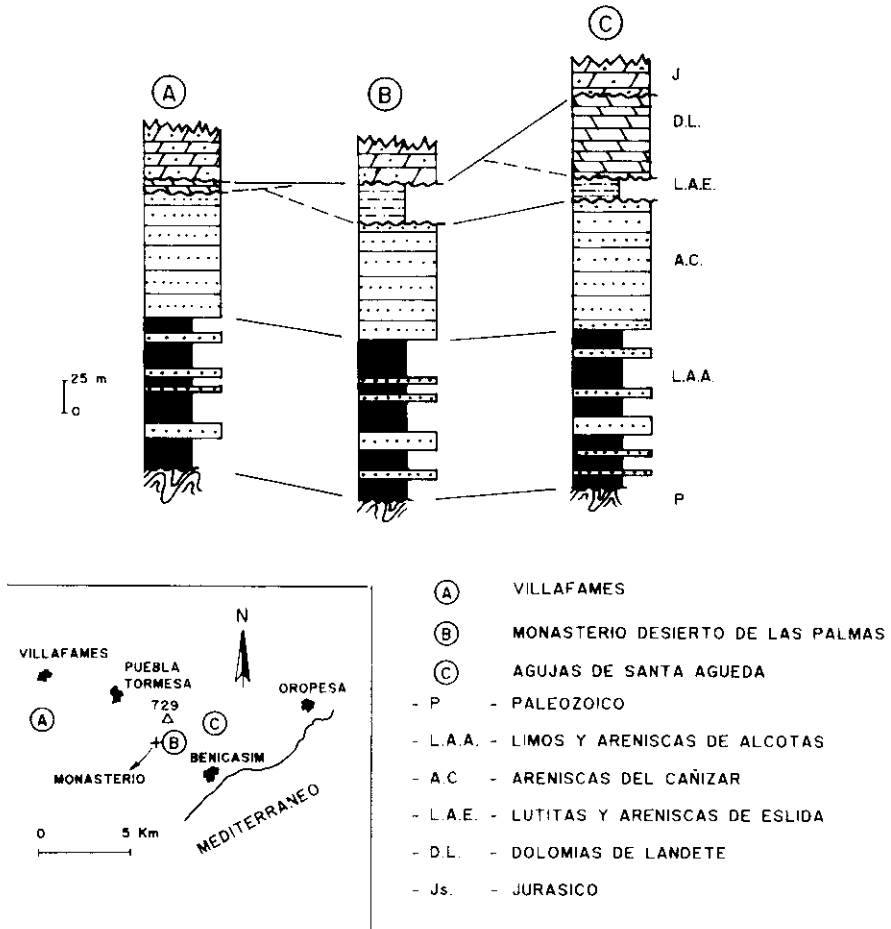


Figura 8.—Columnas sintéticas a lo largo del anticlinal del Desierto de Las Palmas donde se muestra la acusada variación lateral de las unidades superiores. En el texto se discute la posible aparición puntual y reducida, de las Formaciones Marines (Röt) y Cañete (tramo superior carbonático de la Facies Muschelkalk).

Figure 8.—Synthetic logs across the Desierto de Las Palmas anticline where it is possible to observe the marked lateral changes. In the text, it is discussed the possible local and reduced appearance of the Marines (Röt) and Cañete (upper carbonatic level of the Muschelkalk Facies) Formations.

ción-erosión en la base del Jurásico, pues en la mayor parte de los trabajos antes citados, incluidos los llevados a cabo por el IGME, dicha edad no coincide, aunque parece haber un mayor acuerdo en que se trate de sedimentos de edad Hettangiense-Sinemuriense. Incluso, en los trabajos

de Canerot *et al.* (1984a, b y 1985) se cita la presencia de las Fms. Imón y Cuevas Labradas y la Facies Keuper al tiempo que no se especifica qué nivel carbonatado de la Facies Muschelkalk es el mencionado, lo que haría pensar que para dichos autores el tiempo transcurrido sin sedimentación sería muy reducido. Consideramos, que en los alrededores del Desierto de las Palmas aparece el nivel inferior carbonático de la Facies Muschelkalk y, que la Facies «tipo Keuper» que citan estos últimos autores podría tratarse del tramo intermedio siliciclástico-evaporítico de la Facies Muschelkalk. De aparecer el tramo superior carbonático de la Facies Muschelkalk se trataría únicamente de los primeros niveles de dicho nivel, concretamente 3,5 m de dolomías con estratificación cruzada de bajo ángulo que afloran cerca de la parte más alta de las Agujas de Santa Águeda (Calvet y Perea, com. pers.) que desaparecen lateralmente a pocos metros y que quedan cubiertos tras una superficie erosiva por sedimentos jurásicos o cretácicos, aun sin determinar.

En la figura 8 se muestra, mediante tres columnas sintéticas próximas entre sí en los alrededores del Desierto de Las Palmas, el resultado de la erosión-no sedimentación en torno a uno de los labios levantados antes citados. Estas columnas, orientadas O-E, es decir, perpendiculares a las direcciones de fractura NNE-SSO antes citadas, nos permiten observar cómo sería la estructura del labio levantado y ambos flancos del mismo, ya que, en la parte más elevada de dicho labio la erosión sería mayor (Fig. 8a) afectando incluso a la Facies Buntsandstein, a la parte superior de la SD-2, es decir, la Fm. Eslida, mientras que a escasos centenares de metros, es decir, en las proximidades del punto más elevado de dicho labio levantado, ya se depositó la parte más alta de dicha formación. Una observación a añadir en el Desierto de Las Palmas, es que esta área representaba el borde meridional del Alto del Maestrazgo antes citado, actuando pues como área elevada, lo que favoreció la interrupción en la sedimentación y los procesos de erosión previos a la sedimentación del Jurásico, como se señaló previamente y como puede observarse entre los depósitos en Facies Muschelkalk (Fm. Landete) y la parte inferior de la Facies Buntsandstein (Fm. Cañizar, Fig. 8a) (que también cita Canerot (1991), aunque este autor lo extiende mucho más hacia el O) o incluso entre las formaciones que constituyen la Facies Buntsandstein (Fms. Cañizar y Eslida) (Fig. 8b) donde aparecen niveles de discordancia.

La figura 9 muestra el estado actual en una sección E-O en el Desierto de Las Palmas, donde además de las etapas de no sedimentación-erosión citadas habría que añadir posiblemente una cierta disarmonia tectónica resultado de la compresión alpina posterior.

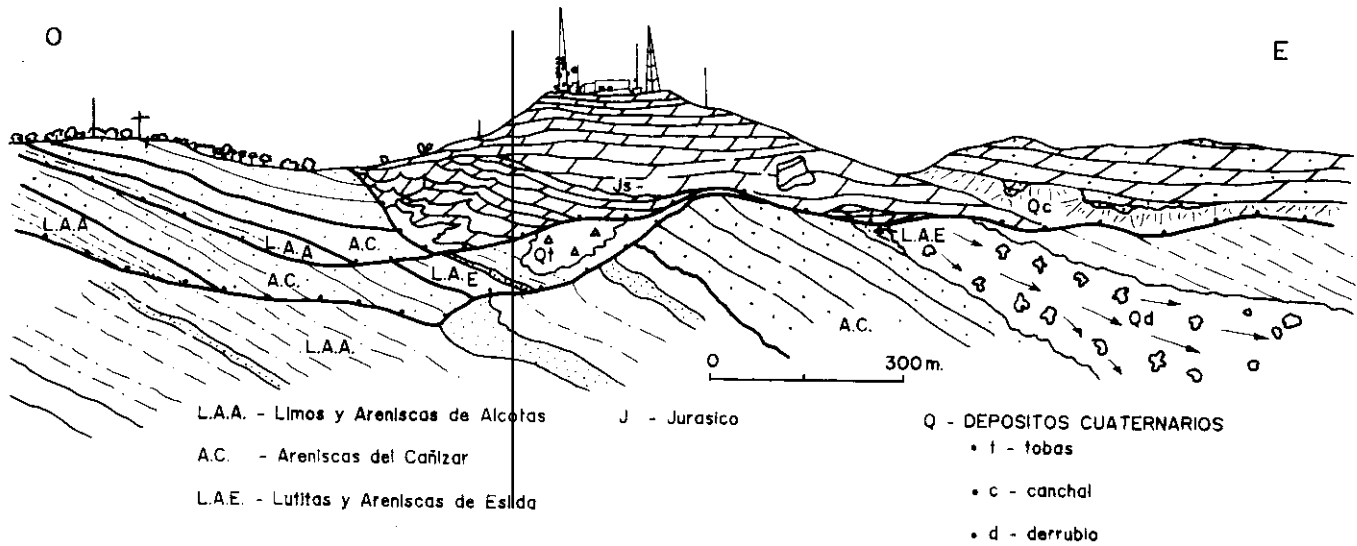


Figura 9.—Panorama de dirección O-E interpretado en el Desierto de Las Palmas.
 Figure 9.—An interpreted W-E panorama of the Desierto de Las Palmas.

Recientemente Salas & Casas (1993) desarrollan las curvas de subsidencia tectónica para el límite Triásico-Jurásico que incluye la zona E del Maestrazgo y donde se muestra claramente una relentización de dicha subsidencia para el tránsito citado prolongándose hasta el comienzo de la sedimentación del Malm, incluido todo ello en la etapa *postrift*. Habría que indicar en este sentido que, si esto sucedió de este modo y, que si la base del Jurásico en los alrededores de Benicasim representó también una etapa de reactivación de la tectónica distensiva (Canerot *et al.*, 1984a, b; Roca & Guimerà, 1992, y Aurell *et al.*, 1992), entonces, existiría una contradicción en estos datos o bien que, al menos, en la cuenca del área de la Cordillera Ibérica más próxima a la línea actual del Mediterraneo, se pudiese considerar una evolución que presentase algunas diferencias de la propuesta por Salas & Casas (1993) en cuanto a la relentización de la subsidencia; es decir, que la subsidencia más rápida se prolongase hasta más allá del final del Triásico. Podría también considerarse que la tectónica sinsedimentaria durante el Hettangiense (Aurell *et al.*, 1992) hubiese incluso comenzado ya en el Triásico Medio en el área del Desierto de las Palmas y que, en el Hettangiense, se diese una etapa de culminación de ésta, quizás manifestada con una actividad más importante. En cualquier caso, parece que tanto la subsidencia como el cese de la misma no debería considerarse homogénea para el área del Levante español, ya que el sistema de fracturas y la actividad de las mismas permitió, posiblemente, la aparición de zonas de pocos Km² con comportamiento diferente.

Hacen falta más datos estratigráficos que ayuden a resolver este problema o buscar una nueva interpretación a los mismos datos expuestos por los diferentes autores, al menos para el área de Benicasim-Desierto de Las Palmas.

CONCLUSIONES

Los sedimentos del Pérmico y Triásico del Levante español presentan algunas características básicas diferentes respecto a aquellos del resto del SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica; estas diferencias se basan principalmente en la aparición de dos nuevas unidades litoestratigráficas, marcada influencia tectónica durante la evolución de la cuenca debida a la actuación de fracturas de dirección NNE-SSO y subsidencia acelerada durante el Triásico en partes del dominio estudiado.

En esta zona se han diferenciado siete formaciones incluidas en cua-

tro secuencias deposicionales (SD), de las cuales, la inferior está incompleta. Estas secuencias están incluidas en cuatro secuencias deposicionales (SD) que incluyen siete formaciones, estando la secuencia inferior incompleta en esta zona. El conjunto de las cuatro secuencias deposicionales está incluido en las Facies «Saxoniense», Buntsandstein (incluido el Röt) y Muschelkalk. La evolución sedimentológica permite interpretar los sedimentos de las SD-1 y 2 (Facies «Saxoniense» y Buntsandstein) como depositados en medios continentales (aluvial-fluvial, principalmente) y, medios de transición y marinos someros para los sedimentos de las SD-3 y 4 (Facies Röt y Muschelkalk). Todas las unidades, salvo la superior de la SD-2, han sido datadas en esta área o en otras relativamente próximas. La edad de los sedimentos varía desde Türingiense (Pérmico Superior) en la SD-1, hasta Ladiniense superior, o quizás base del Carniense (Triásico Medio-Superior) para la SD-4. Se pueden establecer claras correlaciones litoestratigráficas con las diferentes secuencias deposicionales descritas con el resto de la zona SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, sin embargo, con las cuencas del Ebro y Catalana esto es únicamente posible a partir de la parte alta de la SD-3 debido a un claro umbral existente entre ellas que se mantendría activo hasta la parte media del Anisiense (Triásico Medio).

Al igual que en el resto de la Cordillera Ibérica, existe una marcada influencia de las fracturas de orientación NO-SE durante la evolución de la cuenca en general, especialmente durante el Pérmico y comienzos del Triásico. Sin embargo, a partir del Triásico Inferior y para el área del Levante principalmente, existe un claro condicionamiento también en el desarrollo de la cuenca y en la acumulación de sedimentos en la misma por parte de la actuación de grandes fracturas de orientación NNE-SSO que serían, en parte, responsables de la importante subsidencia del área para este período y de la aparición de las dos nuevas unidades litoestratigráficas antes citadas. Es importante destacar el cambio lateral que experimentan estas unidades en pocos Km dentro de esta área de estudio, resultado, en parte, del importante control que ejercieron las fracturas de dirección NNE-SSO antes mencionadas. Este control fue también responsable de que el área de Benicasim permaneciese como un bloque elevado respecto al resto, al menos desde el Triásico Medio hasta el Jurásico, condicionando claramente la sedimentación y erosión en dicho bloque, donde los sedimentos carbonatados jurásicos llegan incluso a depositarse directamente sobre los sedimentos en Facies Buntsandstein.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen los comentarios en campo de Francesc Calvet, Antonio Perea y Ana Márquez-Aliaga sobre aspectos sedimentológicos, estratigráficos y paleontológicos, así como los datos aportados por la Dra. Nuria Solé de Porta del contenido de la microflora de dos muestras obtenidas en el Desierto de Las Palmas y en el puerto de Eslida y que son parte de un trabajo actualmente en preparación. Igualmente, los autores agradecen el trabajo de delineación de Carlos Sánchez, reprografía de Modesto Escudero y mecanografía de Beatriz Bartolomé. El manuscrito definitivo ha sido mejorado gracias a los comentarios de Nieves Meléndez y Javier Martín Chivelet. El presente trabajo es parte de los resultados obtenidos del Proyecto de la DGICYT PB92-0041.

BIBLIOGRAFÍA

- ÁLVARO, M.; CAPOTE, R., & VEGAS, R. (1979): «Un modelo para la evolución geotectónica de la Cadena Celtibérica», *Acta Geol. Hispánica*, 14: 172-177.
- ARCHE, A., & LÓPEZ-GÓMEZ, J. (1989): «Fluvial sedimentation during the early rifting phase in the southeastern Iberian Ranges», *4th International Conference on Fluvial Sedimentology*, Sitges. Servei Geològic de Catalunya, Guía de excursión, 88 pp.
- (1992): «Una nueva hipótesis sobre las primeras etapas de la evolución tectosedimentaria de la cuenca permo-triásica del SE de la Cordillera Ibérica», *Cuad. Geol. Ibérica*, 16: 29-57.
- AURELL, M.; MELÉNDEZ, A.; GUIMERA, J.; ROCA, E.; SALAS, R.; ALONSO, A., & MAS, R. (1992): «Tectónica sinsedimentaria distensiva en el límite Triásico-Jurásico en la Cordillera Ibérica», *III Congr. Geol. de España*. Actas. 1: 50-54.
- BOTELLA, F. (1958): «Ojcada sobre la geología del reino de Valencia», *Revista Minera*, 5: 562-573.
- BOULOUARD, Ch., & VIALARD, P. (1982): «Réduction ou lacune du Trias inférieur sur la bordure méditerranéenne de la Chaîne Ibérique: Arguments palynologiques», *C. R. Acad. Sci. Paris*, 295: 803-808.
- BRINKMANN, R. (1931): «Betikum und Keltiberikum in Südostspanien. Beitr. Z. Geol.», *Westl. Mediterr., Abhandl. der Gesellsch. Wiesensch.* Göttingen. Math-Phys., 749-856.
- CARRERAS, A.; SAAVEDRA, J.; HERNÁN, A., & HERAS, R. (1971): «Contribución a la geología de la zona de Castellón, entre Peñíscola-Benicasim y Albocacer», *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, 1: 23-48.
- CALVET, F.; TUCKER, M., & HENTON, J. (1990): «Middle Triassic carbonate ramp systems in the Catalan Basin, northeast Spain: Facies, systems tracts, sequences and controls», in M. E. TICKER, J. L. WILSON, P. D. CREVELLO, J. R. SARG and J. F. READ (eds.): *Carbonate Platforms. Facies, sequences and evolution*, IAS Spec. Publ., 9: 79-108.
- CANEROI, J.; FAURE, P., & RAHAL, M. (1984a): «Les brèches liasiques du massif du Desierto de las Palmas (Chaîne Ibérique orientale-Espagne): Organisation, origine, place dans l'évolution de l'aulacogène Ibérique», *5th. European Regional meeting of Sedimentology*, Abstracts, 88-89.

- CANEROT, J.; FAURE, P., & RAHAL, M. (1984b): «Données nouvelles sur le jurassique du Maestrazgo méridional (prov. Castellón, Espagne)», *C. R. Acad. Sc. Paris*, 298, (15): 651-654.
- (1985): «Massif du Desierto de las Palmas (Castellón)», *Strata*, 2 (2): 85-100.
- CANEROT, J. (1991): «Comparative study of the Eastern Iberides (Spain) and the western Pyrenees (France) Mesozoic Basins», *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 87: 1-28.
- CANT, D., & WALKER, R. G. (1978): «Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided south Saskatchewan River, Canada», *Sedimentology*, 25: 625-648.
- CORTÁZAR, D., & PATO, M. (1882): «Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Valencia», *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, 10: 417 pp.
- CUFÍO, E. (1932): «Algunas consideraciones sobre la tectónica de la Península Ibérica», *Rev. Cient. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 7: 65-130.
- DEREIMS, A. (1898): «Recherches géologiques dans le sud de l'Aragon», *Annales de Stratigraphie et de Paléontologie*, 2: 199 pp.
- DOUBINGER, J.; LÓPEZ-GÓMEZ, J., & ARCHE, A. (1990): «Pollen and spores from the Permian and Triassic sediments of the southeastern Iberian Ranges. Cueva de Hierro (Cuenca) to Chelva-Manzanera (Valencia-Teruel) region. Spain», *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 66: 25-45.
- EWALD, R. (1911): «Untersuchungen über der geologischen bau und die Trias in der provinz Valencia», *Zeits. Deuts. Geol. Gesell.*, 63: 6-49.
- FALLOT, P., & BATALLER, J. (1926): «Itinerario geológico a través del bajo Aragón y del Maestrazgo», *Mem. Acad. Cienc. Art.*, 20: 227-359.
- GARCÍA-GIL, S. (1991): «The sedimentological significance of a clastic wedge in the western basin margin of the Triassic Tethys (Iberian Range, Spain)», *Cuad. Geol. Ibér.*, 15: 209-240.
- GINER, J. (1978): «Origen y significado de las brechas del Lías de la Mesa de Prades (Tarragona)», *Estudios Geológicos*, 34: 529-533.
- (1980): «Estudio sedimentológico y diagenético de las facies carbonatadas del Jurásico de los Catalánides, Maestrazgo y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica», *Tesis Doctoral*. Univ. Barcelona, 315 pp.
- GÓMEZ-GRAS, D. (1993): «El Permotrias de las Baleares y de la vertiente mediterránea de la Cordillera Ibérica y del Maestrat: Facies y Petrología sedimentaria (Parte II)», *Bol. Geol. y Min.*, 104-105: 467-515.
- GOY, J. L.; ZAZO, C., & VEGAS, R. (1974): *Mapa geológico de España*, E. 1:50.000, MAGNA, Hoja núm. 641 (Castellón de la Plana). Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid. 13 pp.
- GOY, J. L.; GUTIÉRREZ, M.; PEDRAZA, J.; VEGAS, R., & ZAZO, C. (1974b): «Mapa geológico de España, E. 1:50.000, MAGNA, Hoja 668 (Sagunto). Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid. 28 pp.
- GUIMERA, J., & ÁLVARO, M. (1990): «Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne Côtière Catalane (Espagne)», *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6 (2): 339-348.
- GUTIÉRREZ, M., & PEDRAZA, J. (1974): *Mapa geológico de España*, E. 1:50.000, MAGNA, Hoja núm. 640 (Segorbe). Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid. 23 pp.
- HAHNE, K. (1943): «Das Keltiberische Gebirgsland östlich der linie Cuenca-Teruel-

- Alfambra*», *Abh. N. F. 16. Z. Geol. d. Westl. Mediterra. Geb.* Traducción por M. San Miguel en *Publ. Extr. Geol. España*, C. S. I. C., 2: 51-100 (1930).
- HAQ, B.; HARDENBOL, J., & VAIL, P. (1987): «Chronology of fluctuating sea level since Triassic», *Science*, 235: 1156-1167.
- IGME, (1972 a): *Mapa geológico de España*, E. 1:200.000, Hoja núm. 56 (Valencia): 21 pp.
- (1972 b): *Mapa geológico de España*, E. 1:200.000, Hoja núm. 48 (Vinaroz): 25 pp.
- LANDERER, J. (1920): «Estudio geológico de la región comprendida entre Tortosa y Castellón», *Ibérica*, 312-314.
- LÓPEZ-GÓMEZ, J., & ARCHE, A. (1992a): «Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico Inferior y Medio en el sector SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica», *Estudios Geol.*, 48: 123-143.
- (1992b): «Paleogeographical significance of the Röt (Anisian, Triassic) Facies (Marines clays, muds and marls Fm.) in the Iberian Ranges, eastern Spain», *Palaeogeo. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 91: 347-361.
- (1993): «Sequence stratigraphic analysis and palaeogeographic interpretation of the Buntsandstein and Muschelkalk facies (Permo-Triassic) in the SE Iberian Range, E Spain», *Palaeogeo. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 103: 179-201.
- LÓPEZ-GÓMEZ, J.; MAS, & ARCHE, A. (1993): «The evolution of the Middle Triassic (Muschelkalk) carbonate ramp in the SE Iberian Ranges, eastern Spain: sequence stratigraphy, dolomitization processes and dynamic controls», *Sedimentary Geology*, 87: 165-193.
- LÓPEZ-GÓMEZ, J., & ARCHE, A. (1994): «El Triásico y Pérmico del SE de la Cordillera Ibérica», *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España*. Cuenca. Guía de campo, 70 pp.
- LOTZE, F. (1929): «Stratigraphie und tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)», *Beitr. Westl. Med. Abh.*, 14 (2): 320 pp.
- MARQUEZ, L.; LÓPEZ-GÓMEZ, J., & TRIFONOVA, E. (1994): «Datación (foraminíferos) y ambientes sedimentarios de la Formación Dolomías de Landete, Anisiense, Facies Muschelkalk, provincia de Cuenca», *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 89: 99-107.
- MARTIN, M.; CANEROT, J., & OBIS, A. (1974): *Mapa geológico de España*, E. 1:50.000, MAGNA, Hoja núm. 615 (Alcora): Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid. 16 pp.
- OBIS, A., & CANEROT, J. (1973): *Mapa geológico de España*, E. 1:50.000 MAGNA, Hoja núm. 616 (Villafamés): Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid. 21 pp.
- ORTI, F. (1977): *Mapa geológico de España*, E. 1:50.000, MAGNA, Hoja núm. 639 (Jérica): Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid. 45 pp.
- QUINTERO, I., & REVILLA, J. DE LA (1958): «Algunos fósiles triásicos de la provincia de Valencia», *Not. y Com.*, IGME, 50, 363-367.
- ROCA, E., & GUIMERA, J. (1992): «The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean)», *Tectonophysics*, 203: 203-218.
- SALAS, R. (1987): «El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espadà. Anàlisi de Conca», *Tesis Doctoral*. Barcelona, 345 pp.
- 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.

- SAN ROMÁN, J., & AURELL, M. (1992): «Palaeogeographical significance of the Triassic-Jurassic unconformity in the north Iberian basin (Sierra del Moncayo, Spain)», *Palaeogeo., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 99: 101-117.
- SOPENA, A.; LÓPEZ-GÓMEZ, 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 and Jurassic Rifting*, Development in Geotectonics, Elsevier, Amsterdam, 22B, 757-786.
- SOS, V. (1933): «Los fósiles triásicos españoles del Museo de Ciencias Naturales de Madrid», *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 33, 287-302.
- TEMPLADO, D., & MESEGUER, J. (1950): *Mapa geológico de España*, E: 1.50.000, MAGNA, Hoja núm. 616 (Villafamés); Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid. 42 pp.
- VAIL, P. R.; MITCHUM, JR.; R. M., TODD, R. G.; WIDMIER, J. M.; THOMPSON III, S.; SANGREE, J. B.; BUBB, J. N., & HATLELID, W. G. (1977): «Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretations», in C. E. PAYTON (ed.) *Seismic stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*. Am. Assoc. Petrol. Geol., 26: 49-212.
- VERA, J.; RIBA, O., & REGUANT, S. (1989): «Glosario de términos relacionados con el análisis de cuencas», *Rev. Soc. Geol. España*, 2, 3-4: 381-401.
- VIALARD, P. (1989): «Décollement de couverture et décollement médio-crustal dans une chaîne intraplaque: variations verticales du style tectonique des Ibérides (Espagne)», *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 5: 913-918.
- VILANOVA, J. (1863): «Ensayo de descripción geognóstica de la provincia de Teruel en sus relaciones con la agricultura de la misma», *Junta de Estadística*, Madrid, 312 pp.
- VILLENA, J. (1971): «Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal del Campo (provincias de Guadalajara y Teruel)», *Tesis Doctoral*, Granada, 290 pp.
- WÖRM, A. (1911): «Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonian», *Zeit. d. Geol. Ges.*, 63: 38-175.