

Tectónica de inversión en la Playa de Sopelana (Arco Vasco, Pirineos occidentales)

Inversion tectonics in the Sopelana Beach (Basque Arc, Western Pyrenees)

Lidia Rodríguez, José Julián Esteban, Néstor Vegas y Julia Cuevas

Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco, apartado 644, Bilbao 48080.

ABSTRACT

This work analyzes the structural features of the Sopelana Fault, developed in extensional conditions during Cretaceous and Tertiary times, and inverted during the Alpine orogeny. The study area is located on the NE limb of the Biscay Synclinorium, a major structure in the Basque Arc. The Sopelana Fault bounds the northern outcrops of the Cenozoic materials in the Biscay Synclinorium. The structural analysis indicates that the inversion process related to the Alpine shortening generates folds verging towards the North and reverse faults, sometimes with a minor strike-slip component of movement. Kinematic criteria along the Sopelana Fault indicate a top to the NE shear sense, consistent with the regional compression direction, approximately NE-SW in the western area of the Basque Arc. The normal component of the Sopelana Fault was not fully recovered after the tectonic inversion that preserves younger materials of Upper Cretaceous and Tertiary times in the hanging-wall block, marked by evaporitic rocks.

Key words: *Inversion tectonics, Sopelana Fault, Basque-Cantabrian Basin, Western Pyrenees*

*Geogaceta, 45 (2008), 23-26
ISSN: 0213683X*

Introducción y encuadre geológico

El estudio se ha desarrollado en la playa de Sopelana, situada 14 km al norte de Bilbao (Fig. 1A) y recoge la estructura descrita frecuentemente como “*diapiro de Sopelana*”. La zona se encuadra en la Cuenca Vasco-Cantábrica, que se extiende unos 200 km en la terminación occidental de los Pirineos y que constituye el borde oriental del margen Norte de Iberia en el Golfo de Vizcaya. La formación de la Cuenca Vasco-Cantábrica ha estado ligada al proceso de generación de cuencas pull-apart, relacionadas con la apertura del Golfo de Vizcaya durante el Cretácico; en dicho proceso se ha producido, en primer lugar, la acumulación de los materiales sedimentarios que han sido deformados, posteriormente, durante la Orogenia Pirenaica (Rat, 1988).

El Arco Vasco (Feuillée y Rat, 1971), que se extiende entre la ría de Bilbao al oeste y los Macizos Paleozoicos Vascos en el sector oriental, es la zona con mayor complejidad estructural de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Sus características geológicas y estructurales le hacen equivalente a la Zona Norpirenaica (Choukroune, 1976; Cuevas y Tubía, 1999). El Arco Vasco se caracteriza por el arqueamiento, con concavidad hacia

el Mar Cantábrico, de las directrices de las grandes estructuras cartográficas: el Anticlinorio de Bilbao, el Sinclinorio de Vizcaya, el Anticlinal del Norte de Vizcaya y el Monoclinal de Guipúzcoa (Fig. 1A); estas estructuras varían la orientación desde N120 °E en el sector occidental hasta N60 °E en el sector oriental. Como se observa a partir del esquema de la figura 1A, en el Arco Vasco predominan los materiales de edad Mesozoica, quedando los de edad Terciaria restringidos al núcleo del Sinclinorio de Vizcaya y al Monoclinal de Guipúzcoa. Estudios previos (Cuevas *et al.*, 1998 y 1999) avalan que el Arco Vasco es un ejemplo de tectónica de inversión positiva con una notable complejidad geométrica, que se ha atribuido, en primer lugar, a la formación de cuencas pull-apart de dimensiones reducidas y aisladas unas de otras, que han acomodado el desplazamiento sinistro de la Placa Ibérica con respecto a la Europea, durante el Cretácico inferior (Olivet, 1996); después, al desencadenamiento de una tectónica de inversión local asociada a procesos de diapirismo, que se inició durante el Cretácico inferior (Ríos, 1948; Brinkmann y Lögters, 1968; Campos, 1976), y por último, al efecto producido por la tectónica regional.

Los estudios paleomagnéticos recientes llevados a cabo en el Arco Vasco (Calvo *et al.*, 2007) confirman que no es una estructura con un origen primario, sino que se ha originado por un proceso de rotación alrededor de ejes verticales (horaria en el sector occidental y antihoraria en el oriental) como resultado de un acortamiento diferencial durante la compresión post-Luteciense.

Desde el punto de vista estructural, la playa de Sopelana se encuentra localizada en el flanco norte del Sinclinorio de Vizcaya (Fig. 1A). El Sinclinorio de Vizcaya, cuyo trazado cartográfico se sigue ininterrumpidamente durante más de 90 km desde la costa cantábrica hacia el SE, es una estructura asimétrica, vergente hacia el norte, con el flanco meridional cercano a la vertical y el flanco septentrional con buzamientos medios del orden de 50°. El Sinclinorio de Vizcaya repliega a su vez a pliegues y cabalgamientos que también tienen vergencia hacia el Norte (Cuevas *et al.*, 1982), y desarrolla una pizarrosidad en los niveles más incompetentes, con una orientación paralela al plano axial.

El estudio que hemos realizado está dirigido a determinar la naturaleza estructural y las características cinemáticas del contacto entre las evaporitas triásicas y las calizas, margas y margocalizas, de

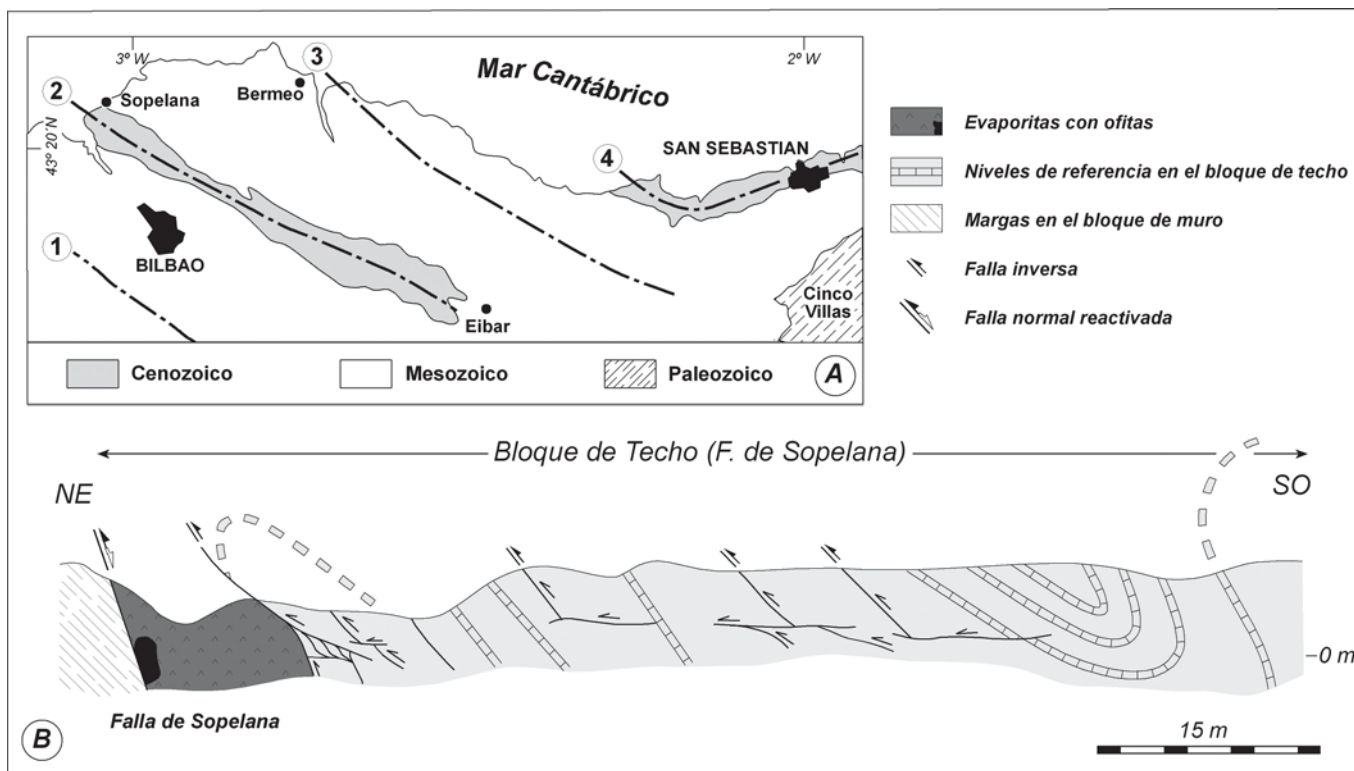


Fig. 1.- A) Localización de la playa de Sopelana en el Arco Vasco. Se han numerado de SO a NE las trazas axiales del Anticlinorio de Bilbao (1), Sinclinorio de Vizcaya (2), Anticlinorio del N de Vizcaya (3) y Monoclinial de Guipúzcoa (4). B) Corte simplificado que ilustra las estructuras desarrolladas en el proceso de inversión tectónica descrito en el texto.

Fig. 1.- A) Location of the Sopelana beach in the Basque Arc. The axial surfaces of the Bilbao Anticlinorium (1), Biscay Synclinorium (2), N-Biscay Anticlinorium (3) and Guipuzcoa Monocline (4) have been numbered from the SW to the NE. B) Simplified cross-section showing the structures developed during the tectonic inversion process described in the text.

edad Mesozoica y que incluyen también Terciario en el bloque de techo. Estructuralmente se engloba en un contexto de tectónica de inversión positiva, reconocido por primera vez en el Arco Vasco en los trabajos de Cuevas *et al.* (1998, 1999) y confirmado por estudios posteriores (Gómez *et al.*, 2002; Quintana *et al.*, 2006; Ábalos *et al.*, 2008), en el que muchos de los cabalgamientos reaprovechan e invierten fallas normales sinsedimentarias. En la playa de Sopelana, al SO del corte estudiado, se encuentra conservado un buen registro del límite Cretácico/Terciario, en el que también se han estudiado las características paleomagnéticas (Mary *et al.*, 1991; Moreau *et al.*, 1994).

Características estructurales

A partir del análisis estructural detallado, la zona de cizalla localizada en el contacto entre las evaporitas y las calizas, margas y margocalizas de la playa de Sopelana se asocia a un anticlinal, vergente al NE (Cuevas *et al.*, 1982 y corte de la Fig. 1) y se ha desarrollado principalmente a lo largo del flanco nor-

mal. Se ha reconstruido el corte de detalle en las proximidades de la zona de cizalla, que se reconoce en el campo por el contraste de color entre las arcillas con niveles de color rojo, negro y verde, con yeso blanco y enclaves de ofitas, de edad Triásica, y las margas y margocalizas grises (localmente rosas) del Cretácico superior. Hacia el SO, afloran calizas grises con tonos amarillentos en las superficies de alteración, que alternan con margas grises, de edad Eoceno inferior (Elorza *et al.*, 1984). Estos materiales forman el núcleo de un sinclinal vergente al NE (Fig. 1B).

Las evaporitas hacia el NE contactan con margas y margocalizas grises en posición invertida, datadas como Maastrichtiense inferior (Elorza *et al.*, 1984) y que a su vez pertenecen al flanco de un sinclinal también vergente al NE. Cabe destacar que las evaporitas juegan un papel primordial en una tectónica de cabalgamientos (Heard y Rubey, 1966; Laubscher, 1975; Malavieille y Ritz, 1989; Warren, 1999), y que en el Arco Vasco se encuentran frecuentemente jalonando las zonas de movimiento.

Se ha efectuado un estudio sistemático de la orientación de las fracturas principales que afectan a las margocalizas y calizas, con un total de 75 medidas. Se observa una distribución en dos poblaciones principales, una casi subparalela a la estratificación con orientaciones medias N105 °E y 48° de buzamiento hacia el sur y una segunda, que corta a la anterior, orientada N75 °E, con un buzamiento medio de 20° hacia el SE y que está asociada a una fracturación penetrativa en los niveles incompetentes, sobre todo en los 70 metros más cercanos al borde SO de la zona de cizalla. Muchas fracturas están colmatadas por calcita, con diversas etapas de crecimiento y relleno sucesivo y muestran superficies con estrías. Las estrías se concentran alrededor de la orientación 20°/220 en ambas familias de fracturas, prácticamente sin dispersión sobre los planos de poco buzamiento y con una variación importante en las de mayor buzamiento. Aunque algunos planos muestran rejuegos con otras orientaciones, frecuentemente se desarrolla una dirección predominante de las estrías sobre cada plano de fractura.

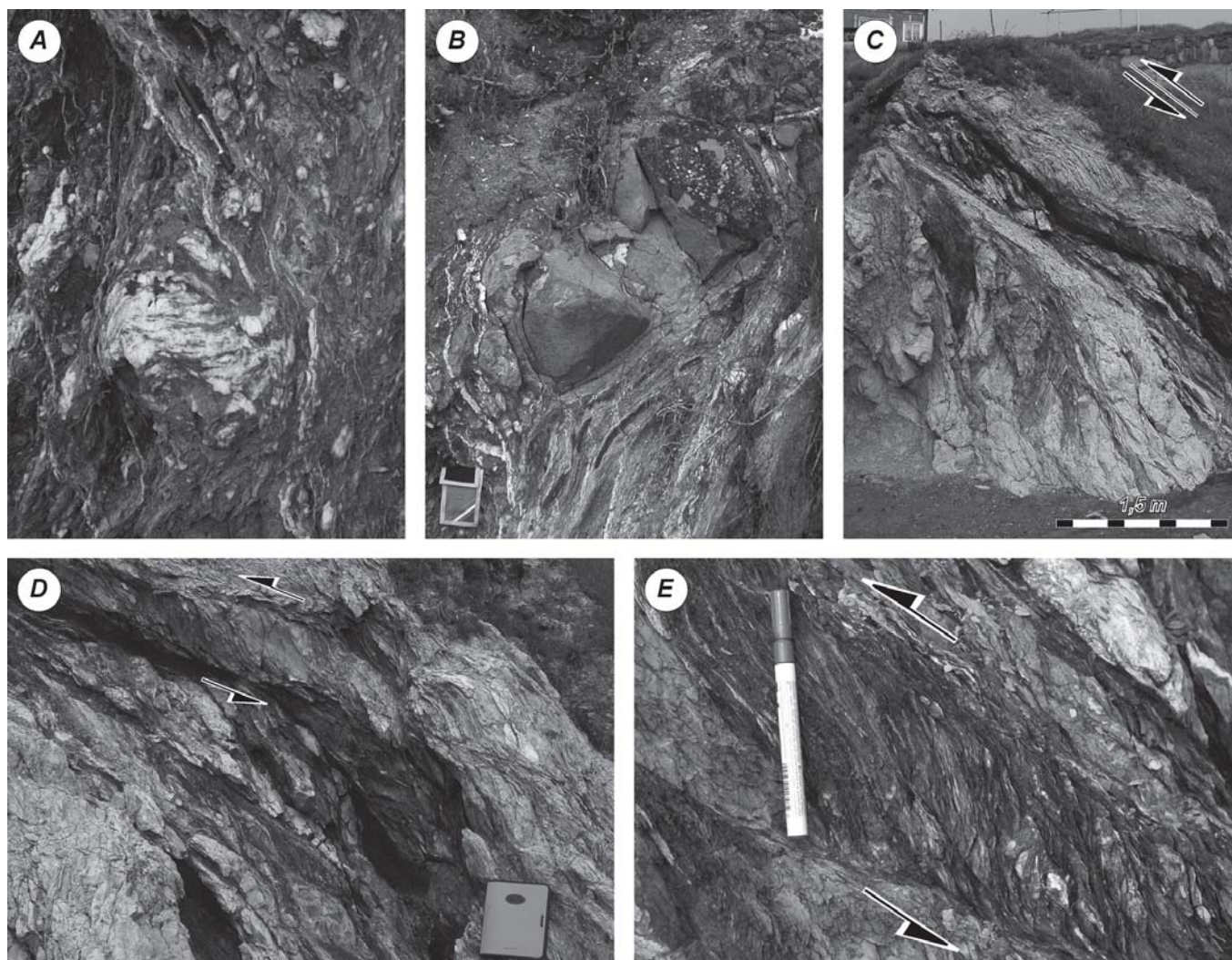


Fig. 2.- Fotografías de la zona de contacto de la falla de Sopelana. A) Geometrías de tipo δ en un bloque de yeso, con desarrollo de colas alrededor. B) Bloque de ofitas con desarrollo de fracturas de tensión y con colas asimétricas en las evaporitas de alrededor. C) Aspecto general de las estructuras desarrolladas en la zona de contacto entre las evaporitas y las margas, calizas y margocalizas situadas hacia el SO. D) Detalle del contacto. E) “*Seudo-estructuras C-S*” desarrolladas en los materiales del Cretácico superior del bloque de techo.

Fig. 2.- Detailed structures in the contact of the Sopelana Fault. A) Sigmoidal pattern and asymmetric strain shadows around a δ -type block of gypsum. B) Ophite block showing tensional fractures and asymmetric pressure shadows developed in the evaporite rocks. C) General view of developed structures in the contact zone between evaporites and limestones, marls and marly-limestones to the SW. D) Detailed view of the contact zone. E) S-C pseudo-structures developed on the Upper Cretaceous materials in the hanging-wall.

En todo el corte son notorios los criterios cinemáticos, tanto en las evaporitas (Fig. 2A y B) como en las calizas, margas y margocalizas (Fig. 2C, D y E). Se observan “*seudo-estructuras C-S*”, formadas entre los planos de fractura y la estratificación (Fig. 2E), formas sigmoides (Fig. 2C y D), geometrías de enrollamiento similares a las que se desarrollan en porfiroclastos de tipo δ (Fig. 2A), formación de colas alrededor de bloques de yeso y de ofitas (Fig. 2A y B), entre otros, cuyas geometrías indican un movimiento del bloque de techo hacia el NE, coincidente con la vergencia de los pliegues y cabalgamientos que hemos observado en esta región. El cortejo de estructuras originadas en las evaporitas implican una deformación en condiciones

dúctiles para estos materiales, en contraste con los materiales de edad Cretácico superior y Terciario, adyacentes. Los criterios cinemáticos obtenidos confirman el movimiento hacia el NE de todas las estructuras descritas y asociadas al contacto principal, tanto en las evaporitas como en las calizas, margas y margocalizas.

Discusión y conclusiones

En las últimas décadas se ha avanzado de manera significativa en el conocimiento del subsuelo de la Cuenca Vasco-Cantábrica desde el punto de vista sísmico, si bien este avance no ha ido acompañado de los estudios de geología estructural de superficie que son necesari-

os para efectuar una correcta interpretación de muchos de los datos obtenidos. Desde ese punto de vista, es crucial identificar la posición de las fallas sinsedimentarias principales que aún se pueden reconocer después del proceso de inversión tectónica sufrido por la cuenca. La falla de Sopelana actuó como una falla normal sinsedimentaria, con buzamiento hacia el suroeste en la posición actual cartográfica, que contribuyó al desarrollo de un importante surco en su bloque de techo, durante el Terciario. Aunque probablemente fuera una falla activa desde el Cretácico inferior, no tenemos pruebas concluyentes que confirmen este hecho con los datos actuales, ya que no afloran materiales más antiguos que el Cretácico

superior en ambos bloques.

La componente normal de la falla de Sopelana no ha sido totalmente superada en el proceso de inversión, ya que actualmente sigue presentando los materiales más jóvenes en el bloque de techo, donde se conservan los afloramientos de Terciario del Sinclinatorio de Vizcaya (hacia el SO, véase la Fig. 1A).

En el proceso de inversión tectónica de la Cuenca Vasco-Cantábrica, la imposibilidad de superación de esta falla normal, que además se encuentra jalonada por evaporitas, añadido al efecto de contrafuerte producido por la falla, evidenciado por el desarrollo de una foliación penetrativa en los materiales del bloque de techo, probablemente ha favorecido el desarrollo de la intensa fracturación horizontal observable en los 70 metros del borde SO cercanos al contacto de la falla. Los criterios cinemáticos indican un movimiento del bloque de techo hacia el NE, tanto en las evaporitas con respecto a las margas del muro de la zona de cizalla, como de las margas, calizas y margocalizas sobre las evaporitas en el bloque de techo. El proceso compresivo de inversión tectónica, produce la expulsión de las rocas evaporíticas contra la falla de Sopelana, lo que explica la intensa deformación dúctil que presentan, en condiciones de cizalla simple y coincidente con la cinemática de las rocas competentes.

El significado estructural del contacto estudiado es similar al cabalgamiento de Azpeitia (Cuevas *et al.*, 1999), descrito 70 km al SE de la playa de Sopelana, en el cual se encuentra

implicado en el proceso de inversión tectónica, además de las evaporitas del Trías, el Paleozoico subyacente.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación CGL 2007-600030/BTE (Ministerio de Educación y Ciencia) y "Grupos de Investigación del Sistema Universitario Vasco" IT-270-07.

Referencias

- Ábalos, B., Alkorta, A. e Iribar, V. (2008). *Journal of Structural Geology*, 30, 1354-1367.
- Brinkmann, R. y Lötgers, H. (1968). En: *Diapirism and diapirs* (J. Braunstein y G.D. O'Brien, Eds.). *American Association of Petroleum Geologist Memoir*, 8, 275-292.
- Calvo, M., Cuevas, J., Tubía, J.M., Bógalo, M.F. y Gogichaishvili, A. (2007). *International Journal of Earth Sciences*, 96, 1163-1178.
- Campos, J. (1976). *Estudio geológico del Pirineo Vasco, al Oeste del río Bidasoa*. Tesis Doctoral, Univ. de Bilbao, 260 p.
- Choukroune, P. (1976). *Structure et évolution tectonique de la zone nordpyrénéenne (analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale)*. *Mémoires de la Société Géologique de France*, 55, 127 p.
- Cuevas, J., Aranguren, A., Badillo, J.M. y Tubía, J.M. (1998). *Geogaceta*, 24, 95-98.
- Cuevas, J., Aranguren, A., Badillo, J.M. y Tubía, J.M. (1999). *Boletín Geológico y Minero*, 110, 3-18.

- Cuevas, J., Eguiluz, L., Ramón-Lluch, R. y Tubía, J.M. (1982). *Lurralde. Investigación y espacio*, 5, 47-61.
- Cuevas, J. y Tubía, J.M. (1999). *Terra Nova*, 11, 259-265.
- Elorza, J., Orue-Etxebarria, X. y Lamolda, M. (1984). En: *I Congreso Geológico de España. Comunicaciones*, 3, 177-188.
- Feuillée, P. y Rat, P. (1971). En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne* (J. Debyser, X. Le Pichon y L. Montadert, Eds.). Technip, 1.1-1.48.
- Gómez, M. Vergés, J. y Riaza, C. (2002). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173, 449-459.
- Heard, H.C. y Rubey, W.W. (1966). *Geological Society of America Bulletin*, 77, 741-760.
- Laubscher, H.P. (1975). *Tectonophysics*, 27, 239-254.
- Malavieille, J. y Ritz, J.F. (1989). *Journal of Structural Geology*, 11, 583-590.
- Mary, C., Moreau, M.G., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E. y Courtillot, V. (1991). *Earth and Planetary Science Letters*, 106, 133-150.
- Moreau, M.G., Cojan, J. y Ory, J. (1994). *Earth and Planetary Science Letters*, 123, 15-37.
- Olivet, J.L. (1996). *Bulletin de recherches, exploration et production. Elf Aquitaine*, 20, 131-195.
- Quintana, L., Alonso, J.L., Pulgar, J. y Rodríguez-Fernández, L.R. (2006). *Journal of Structural Geology*, 28, 2038-2048.
- Rat, P. (1988). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1, 327-348.
- Ríos, J.M. (1948). *Boletín Geológico y Minero*, 60, 153-390.
- Warren, W. (1999). *Evaporites: Their Evolution and Economics*. Blackwell Science, 323 p.