



HISTORIA GEOLÓGICA DE LA SIERRA DEL SEGURA (Historia Geológica de Elche de la Sierra)

Durante la mayor parte del **Paleozoico**, la Sierra de Segura estaba bajo el nivel del mar, con depósito de materiales muy variables en litología y potencia según las zonas y la edad. Destaca en el **Ordovícico** (490 a 443 millones de años) la presencia de la "Cuarcita armoricana". La Orogenia Hercínica deformó el conjunto de estos materiales, fundamentalmente en el **Carbonífero superior** (323 a 290 millones de años), lo que originó la emersión de toda la unidad, la **Sierra Morena** actual, que constituía a **finales del Paleozoico**, hace 248 millones de años, una joven cadena montañosa formada por fuerzas compresivas durante la reunión de todas las masas continentales en una sola, el supercontinente Pangea. Con el inicio de la rotura de este supercontinente, las zonas adyacentes a los márgenes continentales comenzaron a sufrir esfuerzos distensivos, que en el caso de Iberia están íntimamente relacionados con la apertura del océano Atlántico.

Esta etapa distensiva produjo la formación en el **Trías** (248 a 206 millones de años), de grandes fosas tectónicas o rifts donde se depositaron gran cantidad de materiales procedentes de la desmantelación de los relieves hercínicos recién formados. La Sierra de Segura era entonces un dominio de aguas muy someras con depósito de arenas y arcillas continentales con algunas intercalaciones de calizas marinas someras o de naturaleza evaporítica, el **Trías Bundsandstein**. Este área costero-continental sufría invasiones y retiradas continuas del mar, que originaron un depósito de calizas, el **Trías Muschelkalk**. Por último se instala un clima árido que dio lugar a la formación de margas con yesos evaporíticos muy característicos del Trías superior, que denotan un ambiente árido, el **Trías Keuper**.



Este proceso duró aproximadamente hasta el **Jurásico**, reconociéndose ya una Iberia convertida prácticamente en una penillanura, rodeada de cuencas oceánicas con sedimentación esencialmente marina.

El **principio del Jurásico** viene marcado, por tanto, por la implantación de una plataforma carbonatada en todo el ámbito del Mediterráneo occidental, de unas dimensiones tan elevadas que no existe ningún modelo actual de magnitud comparable.

El modelo que presenta más similitudes, salvadas las diferencias de magnitud, es la plataforma carbonatada de las Bahamas, como han señalado numerosos autores.

Comienza una fase de rifting que marca realmente el inicio del margen continental sudibérico, y a partir de esta época, este área constituyó un dominio de plataforma adyacente al continente - borde meridional de la Meseta - con depósito predominante de materiales carbonatados, resultado de la acumulación de caparzones y esqueletos marinos en el fondo del mar, sin olvidar que a ésta también accedieron sedimentos terrígenos procedentes del Macizo Ibérico, que en algunas épocas pudieron expandirse por la mayor parte del dominio. Estos materiales, que forman la mayor parte de la Sierra de Segura, constituyen parte del Prebético de la Cordillera Bética.

Los materiales del **Jurásico inferior**, hace 206 a 180 millones de años, suelen estar afectados por una fuerte dolomitización. En los sectores más próximos al Macizo Hercínico se intercalan niveles de influencia continental, de margas y arcillas rojas con evaporitas.



En el **Jurásico medio**, hace 180 a 159 millones de años, se depositan grandes potencias de calizas oolíticas y pisolíticas que hoy se encuentran dolomitizadas, con restos de lamelibranquios y gasterópodos, resultado del depósito en una plataforma somera con menos influencia de terrígenos continentales.

Durante el **Jurásico superior**, hace 159 a 144 millones de años, se depositan calizas nodulosas con ammonites y esporangios en mar abierto, y margas y margocalizas con ammonites, que denotan un medio marino con influencia pelágica.

Pero la regresión marina del Kimmeridgiense medio, produce nuevamente el depósito de calizas oolíticas y pisolíticas en un medio de plataforma somera y deja amplios sectores del Prebético Externo emergidos y sometidos a erosión.

En el Prebético Externo no hay materiales del **tránsito Jurásico-Cretácico**. Sin embargo en el Prebético Interno se depositan como consecuencia de fenómenos de subsidencia diferencial ligada a la inestabilidad tectónica, un conjunto de calizas de gran uniformidad litológica, entre las que se intercalan niveles margosos, más abundantes hacia el techo y que alcanza un espesor de hasta 400 m. Las calizas en bancos gruesos presentan algas dasycladáceas y lituólidos y se depositaron en una amplia plataforma submareal. Posteriormente se depositan una alternancia de calizas y margas, con algunos niveles de conglomerados con cantos ferruginosos, en la que se reconoce un ciclo sedimentario que se inicia en la zona submareal y termina en la supramareal, con desarrollo de grietas de desecación. Este dispositivo se repite rítmicamente, localizándose dentro de las ritmitas el paso del Jurásico al Cretácico. Hacia la parte más interna del Prebético Interno se pasa a depósitos submareales, con influencia pelágica, que presentan tintínidos y escasos ammonites.

A partir del **Cretácico inferior** son frecuentes los sedimentos detríticos que llegaban a la zona costera arrastrados por los ríos, que erosionaban el viejo continente emergido. Durante el **Cretácico inferior**, hace 144 a 99 millones de años, la Zona Prebética y la Zona Subbética están perfectamente delimitadas. La historia sedimentaria de la Zona Prebética es compleja con múltiples variaciones de facies, todas ellas marinas someras y de llanuras de mareas. En las partes más externas de la Zona Prebética se depositan calizas de carofitas y localmente en la región de Orcera, dolomías y arenas con cantos de cuarcita.

Más hacia al sureste se depositan calizas con lituólidos y calizas oolíticas y oncolíticas asociadas a facies de tipo arrecifal donde abundan rudistas, corales, gasterópodos y equinodermos. Sobre estas aparecen margas arenosas con ostreidos y ammonites, sólo interrumpida, en la región de Orcera y otras situadas más al este, por arenas de facies Weald. Localmente se desarrollaron arrecifes en forma de parches alargados, paralelos a la línea de costas.



Tiene después lugar una nueva transgresión marina que originó el depósito de calizas con orbitolinas y rudistas, con intercalaciones de arena. Entre el área de depósito de los materiales claramente marinos y el continente se localizaba en la región comprendida entre **Elche de la Sierra** y **Orcera**, un medio palustre o pantanoso con dominio de los ambientes supramareales y depósito de calizas de «cailloux noirs» como las del Barremense. A ésta le sigue una etapa de sedimentación fundamentalmente continental que se hizo extensiva a sectores marginales antes emergidos, depositándose margas y arcillas con pisolitos ferruginosos. Sobre estos depósitos continentales existen otros marinos, que desde las partes más occidentales a las más orientales cambian de margas con calizas arriñonadas, a calizas con rudistas en facies urgonianas.

Al **final del Cretácico inferior** la cuenca sedimentaria sufrió cambios importantes debidos a la individualización de nuevo de un surco subsidente en el dominio en las zonas del talud continental y a la llegada de abundantes materiales detríticos. Estos cambios fueron simultáneos a los que se presentan en todos los bordes del Macizo Hercínico de la Meseta y que dieron lugar al depósito de las «Facies Utrillas». En la **Zona Prebética**, amplios sectores van a quedar cubiertos por arenas, areniscas y margas abigarradas de estas facies, como prolongación de las que afloran en el Dominio Ibérico. El límite sur de tales facies es una línea que pasa por el Embalse del Tranco, Jumilla y Yecla. Fuera de esta línea, niveles aislados de «facies de Utrillas» se indentan con calizas de orbitolinas de modo que hacia las partes más internas van disminuyendo paulatinamente las arenas, tanto en extensión como en espesor, hasta quedar localizadas sólo en el techo de las facies carbonatadas.

Con el inicio del **Cretácico superior**, hace 99 a 65 millones de años, las facies se hacen más uniformes. La Zona Prebética queda bajo el dominio de un mar epicontinental, donde los materiales terrígenos de la «Facies Utrillas» son sustituidos por un conjunto dolomítico con grandes orbitolinas planas y lamelibranquios. Posteriormente se depositan materiales carbonatados de mar restringido hacia las áreas marginales y marinas de plataforma, eventualmente con algunos ammonites, hacia las áreas internas.



El **límite Cretácico-Paleógeno** está marcado por el paso de calizas y dolomías depositadas en medios de lagoon y de plataforma, a calizas arrecifales y pararrecifales en el Paleoceno, sin que se observen discordancias.

En el Prebético Externo no afloran los materiales del **Paleógeno**, hace 65 a 24 millones de años, mientras que en el **Prebético Interno** sí están presentes, siendo principalmente **Eoceno** marino. En las partes más próximas al continente aparecen episodios de sedimentación continental o de interrupción sedimentaria debido a emersiones.

La etapa de margen continental convergente se inició dentro del **Paleoceno**, y terminó con la colisión continental en el **Mioceno**. Los cambios paleogeográficos más significativos del sur de la península ocurrieron desde el Mioceno inferior al inicio del Mioceno superior. Durante los 185 millones de años anteriores, estos es, desde el inicio del Jurásico (210 Ma) hasta el Mioceno basal (hace 25 Ma), la línea de costas estuvo en el borde sur del Macizo Hercínico o Ibérico y el mar ocupó el resto. En este intervalo de tiempo (Mioceno inferior hasta el inicio del Mioceno superior) tuvo lugar la colisión continental, la formación de la Cordillera Bética como una cadena montañosa emergida y la individualización de las depresiones neógenas, lo que implica notables y constante cambios de la línea de costas.

El plegamiento principal, tuvo lugar por lo tanto, durante el **Mioceno**, con un estilo tectónico alpino con predominio de pliegues, con abundantes escamas tectónicas, cabalgamientos y fallas, sin que existan grandes mantos de corrimiento. Son frecuentes los diapiros del Triásico superior y las inyecciones salinas en los núcleos de los pliegues y en las escamas. Los sedimentos comenzaron a ser comprimidos, deformados, fracturados y apilados en unidades tectónicas hasta emerger, en un lento proceso que comenzó hace 25 millones de años y continúa en la actualidad.

Al final del **Mioceno superior**, hace 6,5 millones de años, el mar se retiró de las cuencas intramontañosas más separadas de las líneas de costas actuales, pasando a ser cuencas endorreicas. Así, durante el **Plioceno inferior**, hace 5 millones de años, la línea de costas difería de la actual, solamente, en que el mar invadía parte de las cuencas neógenas de Almería y Málaga y en que penetraba por la depresión del Guadalquivir hasta cerca de Sevilla.



Al **inicio del Pleistoceno**, hace 1,6 millones de años, se produce el levantamiento generalizado de gran parte de Andalucía que originó el encajamiento de

la red fluvial, que ya sería bastante similar a la actual, y la disposición de la línea de costas que también sería similar a la actual.

Al final del **Pleistoceno**, hace 0,1 millones de años, la red fluvial actual queda definitivamente estructurada y el depósito de los materiales holocenos se limitó a las zonas de inundación de los ríos actuales.