

2.5.4 Sedimentos antrópicos (Q Sa)

Constituidos por las escombreras de algunas minas y los "morrongos" (zona de Las Viñas al norte de Sotiel) que son acumulaciones de residuos (cenizas) procedentes de la tostación al aire libre de las piritas durante el siglo pasado.

3 TECTONICA

La zona estudiada, perteneciente al extremo SE del cinturón pirítico hispano-portugués, ha sido afectada por la orogenia Hercínica de dirección ONO—ESE en España y NNO—SSE en Portugal. Dicha orogenia muestra a lo largo de la Faja Pirítica, en dependencia con la competencia y nivel estructural de los materiales, deformaciones varias, cuya intensidad y extensión varían de unos lugares a otros e incluso algunas de éstas pueden ser consideradas como diferentes estadios dentro de una misma fase de plegamiento.

Además de las deformaciones producidas por esfuerzos de tipo tangencial existe, en el tránsito Devónico-Carbonífero, un levantamiento de la cuenca de tipo epirogénico, que da lugar a fenómenos de "slumping" y a la formación de brechas y conglomerados intraformacionales, previos a las emisiones volcánicas.

No obstante, las estructuras que condicionan la disposición actual de los materiales son el resultado de la superposición de tres fases tectorogénicas, existiendo un metamorfismo regional de bajo grado sincinemático con la primera fase.

El plegamiento es muy intenso habiendo afectado a todas las formaciones paleozoicas y formando estructuras con vergencia sur, generalmente volcadas.

Se han realizado un estudio detallado de los datos mesoscópicos estructurales (superficies y linealidades), habiéndose encontrado a lo largo de la zona tres grupos distintos de estructuras de estilo claramente diferente, datos que convenientemente proyectados y unidos a los cartográficos nos permiten conocer la geometría del área.

3.1 ESTRUCTURA GENERAL DE LA HOJA

Es difícil establecer la estructura detallada de la Hoja, debido tanto a la ausencia de niveles guía como a los bruscos cambios laterales y verticales de las rocas volcánicas.

De la cartografía, destaca en primer lugar el amplio afloramiento devono-dinantiense que ocupa toda la parte central y sur-oriental constituyendo un gran núcleo anticlinorio.

Hacia el norte aparecen una serie de pliegues, con direcciones que oscilan entre N 110° E y N 120° E, vergentes hacia el sur, entre los que cabe destacar: sinclinal y anticlinal de Barranco de los Bueyes-Castillo Buitrón; sinclinal de Oriente-Cortijo de los Rubios; anticlinal de El Buitrón; sinclinal de Casa de Juan Luna; sinclinal de Gadiana-Palanco; sinclinal de Berrocal, etc.; que generalmente poseen un flanco normal y otro invertido, llegando a veces este último a romperse, dando lugar a fallas inversas longitudinales. Su estilo varía, según la competencia de los materiales afectados, de muy apretados con flancos casi paralelos como es el caso del sinclinal con núcleo de Culm de casa de Juan Luna a laxos y muy abiertos como el que afecta a rocas básicas de Berrocal.

En el flanco sur del anticlinorio (ángulo SO) destacamos las siguientes estructuras de dirección N 100°-110° E y hundimiento al oeste: Sinclinorio arqueado del Sur de Valverde con flanco norte volcado y núcleo de Viseiense Superior y anticlinorio de Los Cristos, volcado, con núcleo devono-dinantiense y flanco sur volcánico adelgazando progresivamente hacia el SE, llegando a desaparecer como formación continua en la Hoja de La Palma del Condado.

Por último el anticlinal de segunda fase de Sotiel que pliega la esquistosidad. Posee una dirección aproximada de N 110° E y hundimiento de 20°-30° al este, con el flanco sur más empinado que el norte.

Generalmente los ejes se inclinan hacia el oeste y la estratificación (S_0) está frecuentemente enmascarada, siendo la esquistosidad de primera fase (S_1) la estructura más prominente.

Aunque la estructura general es la producida por una fase de plegamiento (fase 1ª), existen otras posteriores (2ª y 3ª) que dan lugar en determinadas áreas a un replegamiento de la primitiva.

Destacan también en la cartografía, la existencia de una importante red de fracturas y fallas de desgarre que representan los últimos acontecimientos de la orogenia y aunque las hay muy espectaculares (falla Eduardo, al NE), producen tan sólo ligeros desplazamientos.

3.2 FASES DE LA DEFORMACION HERCINICA

Como ya se ha indicado existen en el área tres fases de deformación con importancia decreciente de la primera a la última.

3.2.1 Primera fase

Da lugar a pliegues de dirección N 90°-130° E, vergentes al sur o suroeste y a una esquistosidad longitudinal (S_1) de plano axial a ellos asociada. Los ejes $L_1 = B_{S_0}^{S_1}$ no siempre son rectilíneos, presentando a veces ligeras inflexiones (sinclinal de Berrocal, sinclinatorio del sur de Valverde). La intersección de S_1 con S_0 origina una fina estriación sobre la última. Se han observado también estructuras "mullions" cuya lineación coincide con L_1 .

La esquistosidad S_1 de flujo, síncrona con el metamorfismo regional epizonal, está uniformemente representada en todo el área y con frecuencia enmascara a la estratificación S_0 . Posee una dirección N 100°-120° E con un buzamiento 55°-80° generalmente al norte y se desarrolla perpendicularmente a la dirección de compresión mayor. A veces es subparalela a S_0 .

A escala microscópica se manifiesta por una orientación preferente de minerales micáceos y cuarzo. Se encuentra mucho más desarrollada en los materiales pizarrosos y piroclásticos finos, donde prácticamente es la única anisotropía de la roca, que en rocas competentes, como lavas, grauvacas y cuarcitas en los que se refracta, dando lugar a una esquistosidad de fractura sigmoidal.

Análogamente a la esquistosidad, el tipo de pliegues resultantes varía según la competencia de los distintos materiales, desde aquéllos con flancos paralelos y charnelas engrosadas de tipo similar a concéntricos en materiales competentes, predominando los pliegues volcados al sur, de flancos normales largos y volcados cortos que nos dan la tónica del plegamiento. Escala variable de milimétrica a métrica.

En la Formación Manzanito (Devónico Superior-Carbonífero Inferior), en zonas de finas alternancias cuarcíticas con pizarras, se observan muy a menudo fenómenos de trasposición, así como cantos y brechas intraformacionales alargados según la dirección de máxima pendiente de S_0 .

En los aglomerados del volcanismo inicial, los clastos están aplanados y alargados según la dirección de máxima elongación (eje $b = L_1$).

3.2.2 Segunda fase

Menos intensa y desarrollada que la anterior, pliega la esquistosidad de flujo S_1 , localmente, de manera discontinua, con intensidad y forma variable según deformaciones homooxiales. A ella se debe la esquistosidad longitudinal de fractura S_2 o plano axial de los pliegues de esta segunda fase, de buzamiento generalmente sur. Los promedios de las medidas efectuadas son para S_2 : N 105° E con 60° S de buzamiento y para $L_2 = B_{S_1}^{S_2}$ (ejes de pliegues en V de S_1): 22° N 280°-300° E (véase diagrama 7).

A escala macroscópica, una estructura representativa de esta fase es el amplio y asimétrico anticlinal de Sotiel, en el que la S_1 está plegada (fig. 1).

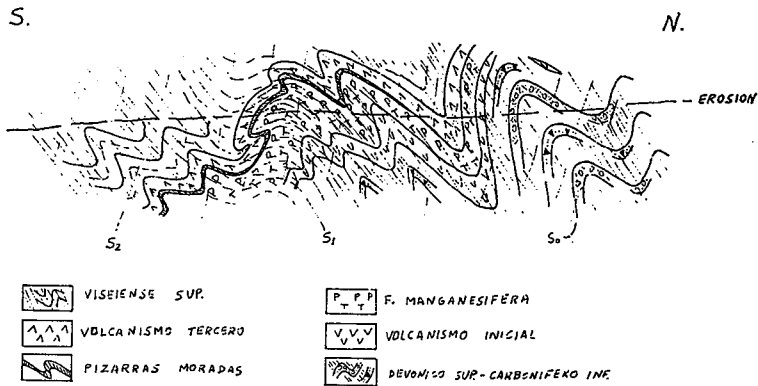


Fig. 1

A escala mesoscópica estos pliegues son rizos y ondulaciones de pequeña amplitud de escala milimétrica a métrica (pliegues en V o Kink folds) de S_1 , coaxiales con la primera deformación. Esta segunda fase produjo también una crenulación en las pizarras, a veces intensa y desarrollada coincidente con los ejes de pliegues de S_1 (véase diagrama 7). Esta crenulación es producida por un plano coincidente con el plano axial de los pliegues en V. La crenulación afecta al mosqueo producido por el básico intrusivo en las pizarras y tobas encajantes.

Esta fase no afecta uniformemente todo el área como la primera, sino que es más selectiva y parece desarrollarse a favor de bandas longitudinales E-O. Una de estas bandas con zonas plegadas, fracturadas y trituradas se ha señalado en el mapa como una "zona de cizalla".

Los rellenos de cuarzo de exudación de hasta 10 cm. de potencia, introducido a favor de la esquistosidad S_1 , más o menos síncrono con ella,

están plegados y afectados por la S_2 . También se observaron rellenos de cuarzo introducidos a favor de los planos axiales de los pliegues en V.

3.2.3 Tercera fase

Origina una esquistosidad transversa de fractura (S_3) de dirección nor-teada, muy espaciada, poco penetrativa y difícil de reconocer en el campo, pero su presencia está confirmada por la existencia de una crenulación local, suave y poco penetrativa en la S_1 , perpendicular a L_1 y que debe estar asociada a esta fase, y en los diagramas, por la dispersión lateral de los polos de S_0 respecto a su círculo máximo y por el cabeceo de los ejes de la primera fase (L_1) y segunda fase (L_2) hacia el este y el oeste, interpretándose como un doblamiento de las L_1 y L_2 por una fase posterior y sensiblemente ortogonal a ellas.

A escala de afloramiento, los pliegues son poco frecuente, se han encontrado en recorridos o cortes paralelos a la dirección axial y se presentan en forma de suaves ondulaciones o pliegues abiertos de dirección NNE—SSO o N—S, ortogonales a los de la primera y segunda fase y motivados por esfuerzos que actuaron en dirección ESE-ONO. Las direcciones de estas S_3 (plano axial de los pliegues de esta tercera fase) y $L_3 = B_{S_0}^{S_3}$ se han proyectado en el diagrama 8.

En cuanto a la cronología relativa entre las estructuras de las fases 2ª y 3ª es difícil de determinar, pues en ningún caso se han observado interferencias mutuas. Algunos autores han intercambiado el orden aquí descrito, designando como segunda fase la N—S y como tercera la E—O que produce la esquistosidad de fractura. En la presente Hoja se ha seguido el criterio teniendo en cuenta la magnitud y el desarrollo alcanzado por las deformaciones, de modo que las estructuras E—O, más penetrativas y con pliegues importantes (Sotiel), pensamos que son anteriores a las N—S, cuya deformación (suaves ondulaciones) es mínima.

3.3 GEOMETRIA DEL PLEGAMIENTO. ANALISIS— β

A escala mesoscópica las superficies de estratificación S_0 son las estructuras más importantes, sus posiciones definen el estilo de deformación. El estudio estadístico de la geometría mesoscópica de S_0 revela la geometría y orientación de las estructuras megascópicas en el área. El área megascópica debe ser homogénea con respecto a una o más estructuras penetrativas. El objeto de este estudio es encontrar áreas monoclinicas estadísticamente

4 HISTORIA GEOLOGICA

La evolución paleogeográfica y tectónica de esta zona es difícil de establecer a partir de los datos de la misma, por aflorar tan sólo materiales pertenecientes al Devónico Superior-Carbonífero Inferior y al Mioceno Superior-Plioceno, faltando toda la serie estratigráfica predevónica superior y la comprendida entre el Carbonífero Inferior y Mioceno Superior, que unido a la intensa deformación hercínica y a la escasez de fósiles representativos, dificulta la reconstrucción del ambiente y medio de depósito de estos materiales. No obstante a partir de datos que conocemos de otras zonas de la Faja Pirítica y de los aportados por otros autores intentaremos su reconstrucción.

Existen en el marco de la Hoja tres grandes conjuntos litológicos paleozoicos: una formación inferior pizarroso-cuarcítica con escasos y discontinuos niveles calcáreos, una potente formación esencialmente volcánica con niveles sedimentarios, y una serie pizarrosa y pizarrosa-grauváquica superior. La primera ha sido datada en otras zonas gracias a los niveles calcáreos como Fameniense Superior y la última con Lamelibranchios y Cefalópodos como Viseiense Superior, por lo que todo el paquete volcánico debe corresponder al Tournaisiense y Viseiense Inferior-Medio.

Regionalmente los materiales de la Faja Pirítica están situados al sur del geoanticlinal de Aracena-Beja donde afloran materiales que van desde el Precámbrico al Paleozoico Superior, considerados como áreas fuente de los depositados en este geosinclinal Devónico-Carbonífero correspondiente al cinturón pirítico.

Existen grandes diferencias entre el Devónico calizo y fosilífero depositado en un medio somero en otras zonas de la Península y éste de la Faja Pirítica fundamentalmente detrítico y azoico (salvo los pequeños lentejones calcáreos) y aún cuando no hay unanimidad entre los diferentes autores sobre el tipo de medio sedimentario, los sedimentos pelíticos y arenosos devónicos debieron depositarse en una cuenca somera con una subsidencia lenta y continuada.

En el paso Devónico-Carbonífero se produjo un levantamiento de la cuenca con formación de "slumping", brechas y conglomerados intraformacionales (movimientos epigénicos), al que siguió una etapa de debilidad cortical originándose numerosas fracturas profundas que dieron lugar a la salida de potentes emisiones de lavas ácidas y básicas con sus correspondientes piroclásticas.

Se ha polemizado sobre el carácter de este volcanismo y aunque en principio la mayor parte es submarino (existencia de pillow lavas y niveles

Las estructuras de la primera generación son monoclinicas en la escala del área completa.

— La geometría estructural del área completa es triclinica, debido a la presencia de más de un grupo de estructuras lineales.

— El cabeceo hacia el este y el oeste de las lineaciones L_1 de la primera deformación y L_2 de la segunda, indica la existencia de una fase posterior de deformación que originó replegamiento de las primitivas L_1 y L_2 de tendencia NNE—SSO.

3.5 SINTESIS DE LA GEOLOGIA ESTRUCTURAL

El análisis estructural revela que el desarrollo de las estructuras puede ser atribuido a dos impulsos coaxiales y uno posterior ortogonal (tectónica de ejes cruzados). En resumen, la fase orogénica principal, de edad posterior al Viseense Superior, corresponde a la orogenia Hercínica probablemente en su fase Astúrica (SCHERMERHON, 1971, fija la edad de esta fase en el Westfaliense Medio), originando una intensa deformación con una serie de anticlinales y sinclinales apretados de vergencia sur y dirección ONO-ESE o E—O, generalmente volcados. La segunda fase origina pliegues coaxiales con los anteriores y la tercera fase pliegues abiertos de dirección NNE—SSO o N—S ortogonales a los anteriores (cross folding). De lo dicho se deduce que el plegamiento de la zona no es cilíndrico. Contemporáneamente a la orogenia se desarrolló un metamorfismo regional de bajo grado, facies de los esquistos verdes, subfacies de la clorita y se produjeron fallas longitudinales a menudo inversas de buzamiento norte, que determinan la superposición de formaciones más antiguas sobre otras más modernas, fallas transversales y dos grupos de fallas conjugadas (NNE—SSO y NNO—SSE) asociadas a otras con rumbos ortogonales a las anteriores.

No se han encontrado en la zona evidencias de los cabalgamientos observados en Aljustrel (Portugal), descritos por SCHERMERHORN y STANTON (1969), correspondientes a una primitiva fase de deformación anterior a la fase orogénica principal.

Aparentemente los sedimentos del Terciario y Cuaternario no están afectados por la tectónica. Son series subhorizontales sin aparente dislocación y levemente basculados al sur como consecuencia de fenómenos de tipo epirogénico.

pizarrosos entre coladas), podría existir áreas con volcanismo aéreo (ciertos autores citan ignimbritas). En resumen, debe tratarse de una cuenca muy somera en la que las emisiones de los distintos focos se superponen unas con otras quedando en algún momento ciertas áreas localmente emergidas.

El volcanismo por supuesto, no es uniforme ni en el espacio ni en el tiempo y aunque en líneas generales existe un primero ácido, posteriormente un básico, luego otro ácido de la formación manganesífera y finalmente otro ácido tercero, existen áreas donde falta el primero, comenzando la serie por el básico (Berrocal, Valverde) y en otras falta el básico o el volcanismo final. Espacialmente, en la parte meridional de la Hoja su potencia va decreciendo hasta llegar a ser discontinuo y en forma de pequeños lentejones dentro de la serie pizarroso-cuarcítica (Formación Manzanito), que lógicamente continúa depositándose hasta el Viseiense Superior con influencias volcánicas esporádicas (Formación del Guijo en la Hoja de La Palma del Condado, al sur).

Las formaciones piroclásticas representan fases explosivas de los volcanismos ácidos (en el volcanismo básico debido a su menor viscosidad predominan las coladas) y al final de ellas tiene lugar una intensa actividad fumarólica que aporta a la cuenca el azufre, elementos metálicos y sílice que en determinadas condiciones físico-químicas dan lugar a la formación de las masas de sulfuros y posteriormente más alejados de los focos a los jaspes con manganeso.

En las últimas etapas tiene lugar la emisión de un gran volumen de cenizas volcánicas que cubren prácticamente todo el área, dando lugar al nivel volcánico más continuo en la región, el de las pizarras moradas (polvo de hematites). Finalmente el último episodio es piroclástico con tobas de carácter ácido e intermedio, nivel muy continuo en el área.

El Viseiense se inicia con un hundimiento progresivo de la región y la deposición durante el Viseiense Superior de una serie pizarrosa basal, seguida de una potente serie turbidítica de grauvacas y pizarras arcillosas de facies Culm. Estos movimientos epirogénicos que hundan la cuenca pueden a su vez originar el levantamiento del geoanticlinal de Aracena-Beja y actuar como área madre de las grauvacas antes citadas.

Posteriormente al depósito de la facies Culm tienen lugar los principales movimientos orogénicos hercínicos de la región y que configuran prácticamente su estructura actual. La fase orogénica principal de edad posterior al Viseiense Superior, probablemente la fase Astúrica, ha originado una intensa deformación, imprimiendo el estilo tectónico dominante y originando pliegues de dirección E-O o ONO-ESE, vergencia sur y una esquistosidad lon-

gitudinal S_1 , que generalmente buza al norte, subparalela al plano axial de los pliegues.

En una etapa posterior o durante una etapa final de la fase principal se originan pliegues coaxiales con los de la primera deformación, dando pliegues en V o "Kink folds" y alguno más amplio, con una esquistosidad de fractura (S_2) buzando hacia el sur. Esta etapa no afecta uniformemente a todo el área como la primera, sino que es más selectiva y parece desarrollarse a favor de bandas longitudinales E-O.

Finalmente se originaron pliegues transversales de dirección N-S o NNE-SSO, ortogonales a los anteriores, en forma de pliegues abiertos muy escasos y una esquistosidad de fractura (S_3) poco penetrativa. Por último se produjo un sistema de fracturas que afectó a toda la región.

Como consecuencia de las últimas fases se origina un levantamiento de la Cordillera quedando emergida y sometida a erosión durante el Mesozoico y parte del Terciario, hasta reducirla al estado de penillanura.

Hacia el Tortonense Superior, la cuenca entra de nuevo en subsidencia generalizada, con invasión marina y depósito de la facies transgresiva con alta energía y fuertes aportes terrígenos. Al final del Terciario comienza de nuevo una lenta elevación epirogénica quedando gran parte del área emergida con la consiguiente erosión. Esta retirada del mar no es total quedando zonas en forma de ensenadas que durante el Plioceno y parte inferior del Cuaternario se rellenan con los aportes terrígenos de las áreas emergidas. En el Holoceno se produce el encajamiento de la red fluvial dando lugar a la fisiografía actual.

5 PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

5.1 ROCAS IGNEAS

Las rocas ígneas albitofídicas de esta región han sido asignadas o a la serie espilita-queratófido o a la serie calcoalcalina según la interpretación que de ellas han hecho distintos autores. La elección entre las dos nomenclaturas conlleva un problema genético de mayor envergadura y escala del que se pretende resolver con la realización de esta Hoja.

Dejando al margen este tipo de interpretaciones, la actividad ígnea del sector puede dividirse según su grado de basicidad o acidez en tres grupos: un primero de carácter marcadamente ácido, con escasa representación de fases minerales melanocráticas y con abundante o variable contenido en