

ZONA ASTUROCCIDENTAL LEONESA

El límite de la Zona Asturoccidental Leonesa con respecto a la Zona Cantábrica, está definido por el cabalgamiento del Narcea, y su límite noroccidental con la Zona Centroibérica (ZCI) se sitúa en la Falla de Vivero, prolongándose hacia el suroeste en los sinclinales de Peñalba y de el Courel. Su extremo suroriental está recubierto en gran parte por los sedimentos terciarios de la Cuenca del Duero.

La Zona Asturoccidental Leonesa (ZAOL), está constituida por potentes secuencias sedimentarias de edad cambro-ordovícica, y en función de las variaciones en estas secuencias, está dividida de Este a Oeste en tres dominios, que corresponden al del Navia-Alto Sil, al del Manto de Mondoñedo y al del Courel-Truchas.

Las secuencias sedimentarias de la ZAOL, son discordantes sobre los materiales precámbricos que afloran en el Antiforme del Narcea (Pizarras del Narcea), y en el núcleo del pliegue acostado de Mondoñedo (Serie de Villalba). Estas secuencias corresponden principalmente a depósitos marinos de plataforma en un margen continental pasivo, entre los que se intercalan algunos niveles rítmicos de carácter turbidítico.

Los sedimentos paleozoicos de la ZAOL, constituyen una secuencia que se extiende desde el Cámbrico hasta el Silúrico, encontrándose en algunas zonas materiales de los niveles basales del Devónico. La secuencia sedimentaria queda interrumpida hasta el Carbonífero Superior (Estefaniense), que está representado por depósitos post-orogénicos, que son discordantes con los materiales más antiguos que están plegados por la Orogenia Varisca.

Los materiales más antiguos son los de la Formación Cándana, que alcanza una potencia de unos 2500 m. en el dominio del Navia-Alto Sil. Esta Formación está constituida principalmente por areniscas feldespáticas y pizarras, con niveles subordinados de dolomías y microconglomerados, y tiene una edad Cámbrico Inferior. Estos materiales se depositaron en ambientes de transición fluvio-marinos (continentales, litorales y sublitorales, posiblemente deltáicos).

La unidad anterior pasa a techo gradualmente a la formación Caliza de Vegadeo, atribuible al Cámbrico Inferior, aunque según algunos autores, sus niveles superiores podrían extenderse al cámbrico Medio. Esta formación puede alcanzar un espesor de 500 m., y se ha depositado en llanuras intermareales o marinas someras.

Sobre la Caliza de Vegadeo, se sitúa una potente sucesión siliciclástica, constituida por areniscas y pizarras (Serie de los Cabos), que culmina en bancos de cuarcitas blancas, semejantes a la Cuarcita Armoricana. Esta secuencia sedimentaria puede alcanzar una potencia de hasta 4500 m. y se depositó en medios marinos someros. Su edad se extiende entre el Cámbrico Medio y el Arenigiense.

Por encima de la Serie de los Cabos, se sitúa una formación homogénea constituida por pizarras negras (Pizarras de Luarca) que puede alcanzar un espesor de 1200 m. En esta formación pueden intercalarse en algunas zonas niveles de oolitos ferruginosos que localmente han sido explotados para la obtención de hierro (cotos mineros Wagner, Vivaldi y San José, y minas de Villaodrid). Su edad principal corresponde al Ordovícico Medio (Oretaniense).

Las Pizarras de Luarca, presentan a techo, un tránsito gradual con los sedimentos correspondientes a la Formación Agüeira, constituida por una alternancia rítmica turbidítica de pizarras negras, limolitas y areniscas. Esta formación puede alcanzar una potencia superior a 3000 m. en el dominio del Navia-alto Sil, y falta en el dominio del Manto de Mondoñedo.

La Formación Agüeira, culmina con un nivel de cuarcitas (Cuarcita de Vega), que alcanza hasta 200 m. de espesor y tiene una edad Ordovícico Superior.

En el dominio del Manto de Mondoñedo, la secuencia ordovícica culmina en un nivel centimétrico (50 cm) de alternancias de pizarras y areniscas que contiene cantos dispersos de origen glaciario ("dropstones"), que corresponde al Ordovícico Superior.

A partir del Ordovícico Medio, el registro sedimentario corresponde a medios marinos anóxicos de plataforma distal, manteniéndose esta situación hasta el depósito en abanicos submarinos de la Formación Agüeira en abanicos submarinos.

Por encima de los sedimentos ordovícicos, se encuentran en tránsito gradual las pizarras negras del Silúrico, que presentan una gran homogeneidad, y que pueden alcanzar una potencia de hasta 700 m. Esta secuencia pizarrosa es rica en graptolitos y su edad se extiende desde el Llandovery y hasta el Pridoli.

Durante el Silúrico el ambiente es propio de plataforma continental distal, con sedimentación de pizarras negras ampelíticas.

La sucesión paleozoica pre-varisca, finaliza en algunas localidades situadas en el límite entre la ZAOL y la ZCI, con una sucesión sedimentaria que está constituida por pizarras, calizas y cuarcitas en el caso del sinclinal del Courel-Peñalba. Esta sucesión tiene una potencia algo inferior a 200 m y contiene fauna del Devónico Inferior.

El estudio y la distribución de las facies del Paleozoico Inferior, indican que en el área de la ZAOL, existía una gran cuenca sedimentaria, propia de un margen continental pasivo, con su zona proximal situada hacia el E (Zona Cantábrica).

El resto de los afloramientos paleozoicos de edad más reciente, está constituido por sedimentos post-orogénicos (conglomerados, areniscas, lutitas y capas de carbón) que se han depositado discordantemente en cuencas continentales durante el Carbonífero Superior (Estefaniense B y C) y cuyas potencias pueden alcanzar en algún caso los 2000 m.

Los rasgos tectónicos principales de la ZAOL, han sido producidos por la Orogenia Varisca, que ha determinado la formación de grandes pliegues acostados, cabalgamientos y fallas. Las deformaciones están acompañadas de procesos metamórficos sinorogénicos cuyo grado aumenta de Este a Oeste. En relación con estos procesos, las rocas son plegadas, estando acompañado el plegamiento por la generación de estructuras internas en las rocas, como esquistosidades y foliaciones, y por la cristalización de minerales estables en las nuevas condiciones de presión y temperatura a las que son sometidos los sedimentos durante el proceso orogénico. Las primeras deformaciones variscas se produjeron hace unos 340 Ma. y el límite superior de los procesos tectónicos está definido por el recubrimiento discordante de los materiales plegados, por sedimentos del Westfaliense B Superior.

El metamorfismo regional sinorogénico se distribuye en bandas alargadas paralelas a las estructuras mayores, y se asocia a la existencia de un plutonismo granítico. Este metamorfismo comprende tres episodios principales.

El primer episodio (M1), es un metamorfismo sincinemático relacionado con el engrosamiento cortical, y se caracteriza por una secuencia, que de grado bajo a medio corresponde a la formación de clorita, biotita, granate estaurolita.

La segunda fase metamórfica (M2), es tardía con relación a las fases de engrosamiento cortical, y es de baja presión, estando caracterizada por la formación de andalucita-sillimanita, que posiblemente está relacionada con el emplazamiento de volúmenes importantes de magmas graníticos en niveles de la corteza, relativamente superficiales.

El tercer episodio (M3), corresponde a los procesos retrometamórficos que se desarrollan en relación con las deformaciones más tardías de la Orogenia Varisca.

En el domo de Boal-Los Ancares, se observa que existe relación entre la intrusión de granitos y el evento metamórfico M2, con un gran desarrollo de las zonas de la andalucita y la cordierita.

El mayor grado metamórfico se encuentra en el Domo de Lugo, donde se observa una formación restringida de migmatitas y se produce la neoformación de estaurolita, cianita y sillimanita. Las paragénesis de mas alto grado contienen granate, estaurolita, biotita y sillimanita.

El metamorfismo de contacto en la aureola de los plutones graníticos, genera paragénesis minerales con biotita, cordierita y andalucita como minerales más comunes en las rocas pelíticas y semipelíticas.