

lugar de un aporte por agua marina miocena (Servant Sildary et al. 1990) resta importancia a la cuestión de cuál fue la conexión de las cuencas con los medios marinos abiertos, por lo menos desde el punto de vista de la génesis de los yacimientos de azufre en su tramo superior aflorante (véase discusión más detallada en el apartado de mineralizaciones de azufre).

Por el contrario, este importante aporte de azufre de origen triásico implica la presencia relativamente proximal de afloramientos de evaporitas de esta edad. Prácticamente todos los autores que han trabajado en la zona desde Peláez (1969) han resaltado la existencia de evidencias de diapirismo afectando a los materiales lacustres desde el mismo momento de su depósito, y con prosecución prácticamente hasta la actualidad. Ciertamente afloramientos de yesos triásicos no faltan, tanto en el cercano frente subbético (alrededores de Calasparra) como en el mismo interior y bordes de las cuencas lacustres en forma de diapiros.

Jerez Mir (1973) ya indicó la existencia de una alineación diapírica en el sector Embalse del Cenajo-La Celia, sugiriendo para ella un control tectónico así como para los diferentes afloramientos de lamproítas existentes en el sector objeto de nuestro estudio. Hay que destacar la intuición de este autor, aunque la fractura lineal curva (NE-SO) por él propuesta para justificar la presencia de los afloramientos de lamproítas nos parezca bastante inverosímil a la luz de los datos hoy disponibles.

En su trabajo de síntesis Sanz de Galdeano (1990) muestra cómo el eje de compresión en las Cadenas Béticas se desplazó desde el ESE-WNW en el Serravallense al NNW-SSE en el Messiniense. En ese momento las fracturas de dirección NW-SE de carácter dextro, o las zonas de cizalla de igual carácter corresponden a las fracturas dexas de tipo antiRiedel propias del dominio Prebético externo norseptentrional (véase la fig. 57).

En la zona en estudio el carácter de zona de cizalla dextra del sector central arco Alcaraz-Hellín-Almansa ha sido estudiado y descrito por Elizaga et al. (1984) a lo largo de una banda de unos 12-13 Km de anchura, en base a la existencia de una falla de desgarre dextra en el zócalo. La actividad de esta fractura de zócalo habría condicionado un cambio brusco (y no obstante aparentemente gradual) de las directrices estructurales de la cobertera mesozoica del dominio Prebético, afectando también en el detalle las vergencias de los pliegues y escamas de despegue. La edad de todas estas deformaciones correspondería al último episodio tangencial bético previo a la sedimentación de los materiales lacustres, es decir a la fase intratortonense (finales del Tortonense inferior) simultánea al último deslizamiento gravitacional subbético (Jerez Mir 1973, 1980; Elizaga et al. 1984).

De hecho, Elizaga et al. (1984) señalan que el límite de la zona de cizalla es difícil de delimitar en la superficie, y el mismo Jerez Mir (1973) había ya señalado que la fractura de Peñarubia-Socovos (de dirección NW-SE), situada unos 20 Km al SE del límite de la zona de cizalla por ellos delimitada corresponde a un accidente importante y antiguo, que había ya condicionado la disposición de los