

Las rocas volcánicas de los Bañuelos aparecen intercaladas en los sedimentos lacustres del Mioceno superior de la Cuenca del Cañar. La Cuenca del Cañar es una de las cuencas intramontañosas que durante el Mioceno superior se desarrollan entre Murcia y Albacete, dentro de la evolución de la Cordillera Bética. Estas cuencas, especialmente hacia el Norte, tienen una naturaleza esencialmente lacustre, y forman vasos aislados o cuasi-aislados entre relieves montañosos de naturaleza prebética, de los que están separados por contactos tectónicos (Elizaga, 1994, Jiménez-Sánchez, 1997, Rodríguez-Pascua, 2001).

La sedimentación en la Cuenca del Cañar es similar a la de las cuencas próximas del Cenajo y de Camarillas-Las Minas, con las que está parcialmente conectada a través de zonas con menor espesor de sedimentos y estrechos. Los sedimentos predominantes en la cuenca son niveles laminados de limos, arcillas, arenas, yesos, con intercalaciones más o menos frecuentes de carbonatos con gasterópodos y moldes de yeso. También son frecuentes concentraciones de materia orgánica. La contemporaneidad de las emisiones volcánicas lamproíticas y la sedimentación del Mioceno superior ha sido ampliamente reconocida en la cuenca lacustre de Camarillas-Las Minas (Elizaga, 1994), y en las cuencas marinas de Calasparra y Fortuna. La edad regional de las intrusiones de lamproítas y de la sedimentación contemporánea es discutida, pero los datos de edades Ar^{40}/Ar^{39} de diversos autores convergen en una horquilla entre 8,5 y 6,8 Ma (ver revisión en Pérez-Valera y cols., 2013), es decir tránsito Tortonense-Messinense, edad que se ha visto recientemente corroborada por dataciones de micromamíferos en la cuenca de Jumilla-La Celia (van Dam y cols., 2014).

Dentro de la cuenca del Cañar, se encuentra el diapiro del Almirez formado por materiales triásicos con una forma elongada, prácticamente una banda E-O (Figura 1). Su forma alargada, con la máxima longitud subparalela a la Falla de Socovos, y la presencia de planos de falla con cataclasitas y estrías de salto en dirección asociado, indican que es un diapiro condicionado por la tectónica transcurrente. Aunque el afloramiento está situado a 2 km del diapiro, su alineamiento sugiere que el volcán y diapiro se sitúan sobre una misma falla, como ocurre en diapiros próximos (Mancheño y Rodríguez-Estrella, 1985)

El complejo volcánico está formado por varios elementos desconectados a lo largo de más de un kilómetro cuadrado. En la Figura 3 se distinguen los afloramientos *in situ* de las zonas de cultivo donde aparece una abundancia relativa de rocas volcánicas. Estas rocas volcánicas removilizadas por el cultivo, algunas de gran tamaño, no presentan signos de haber sido transportadas largas distancias, y por tanto pueden considerarse como