



**Universidad de Jaén**

Escuela de Doctorado

**TESIS DOCTORAL**



**REPARTO DE LA DEFORMACIÓN EN EL  
SECTOR SEPTENTRIONAL DEL ARCO DE  
CAZORLA**

**PRESENTADA POR:  
LUIS ALFONSO PÉREZ VALERA**

**DIRIGIDA POR:  
MARIO SÁNCHEZ GÓMEZ Y ANTONIO AZOR PÉREZ**

**JAÉN, ABRIL DE 2022**

**ISBN**



# Reparto de la deformación en el sector septentrional del Arco de Cazorla

**Luis Alfonso Pérez Valera**

*Tesis Doctoral*



**Universidad de Jaén**

Departamento de Geología  
Jaén, abril de 2022





Universidad  
de Jaén

Departamento de Geología



UNIVERSIDAD  
DE GRANADA

Departamento de Geodinámica

Mario Sánchez Gómez, Profesor titular del Departamento de Geología de la Universidad de Jaén y Antonio Azor Pérez, Catedrático de Geodinámica de la Universidad de Granada.

CERTIFICAN:

Que la presente memoria titulada “Reparto de la deformación en el sector septentrional del Arco de Cazorla”, presentada por D. Luis Alfonso Pérez Valera para optar al grado de Doctor por la Universidad de Jaén en el Programa de Doctorado en Ciencia y Tecnología de la Tierra y del Medio Ambiente, ha sido realizada bajo nuestra dirección en el Departamento de Geología y el Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra y el Medio Ambiente de la Universidad de Jaén.

Considerando su nivel científico y académico, autorizamos su presentación para optar al Grado de Doctor por la Universidad de Jaén en el Programa de Doctorado en Ciencia y Tecnología de la Tierra y el Medio Ambiente.

Y para que conste, firmamos el presente certificado en Jaén, a 31 de marzo de 2022.

**SANCHEZ**

**GOMEZ MARIO**

**- 27486433F**

Firmado digitalmente  
por SANCHEZ GOMEZ

MARIO - 27486433F

Fecha: 2022.03.31  
00:45:25 +02'00'

Dr. Mario Sánchez Gómez  
Departamento de Geología  
Universidad de Jaén

Firmado por Antonio Azor Pérez  
el 31/03/2022 con un  
certificado emitido por la FMNT

Dr. Antonio Azor Pérez  
Departamento de Geodinámica  
Universidad de Granada



# INDICE DE CONTENIDO

RESUMEN.....	1
CAPÍTULO 1 .....	3
Introducción, objetivos y estructura de la memoria .....	3
1.    Introducción .....	3
1.1.    La Falla de Socovos .....	5
1.2.    Vulcanismo lamproítico .....	10
1.3.    Relevancia de este estudio .....	11
1.4.    Objetivos .....	12
1.5.    Estructura de la memoria.....	13
1.6.    Referencias .....	15
CAPÍTULO 2 .....	25
Deformación en yesos del Triásico en el sector oriental de la Falla de Socovos (sureste de España).....	25
CAPÍTULO 3 .....	27
Age distribution of lamproites along the Socovos Fault (southern Spain) and lithospheric scale tearing.....	27
CAPÍTULO 4 .....	29
Variably rotated lamproite dikes within a strike-slip fault zone: structural and paleomagnetic analysis of the Socovos Fault zone (Eastern Betics, SE Spain) .....	29
CAPÍTULO 5 .....	31
Actividad Plio-Cuaternaria de la Falla de Socovos (sureste de España).....	31
5.1.    Introducción.....	32
5.2.    Contexto geológico general .....	33
5.3.    Evidencias de actividad reciente de la Falla de Socovos .....	35
5.3.1.    Travertinos de Almazarán, La Abejuela-Férez y La Herrada.....	35
5.3.2.    Fallas del Campillo y Cañaverosa.....	40
5.3.3.    Materiales aluviales basculados en el Río Benamor .....	43
5.3.4.    Grabén del Almadenes .....	45
5.3.5.    Terrazas fluviales deformadas en la Rambla del Moro.....	48

5.4. Discusión .....	50
5.5. Conclusión.....	52
5.6. Referencias .....	52
CAPÍTULO 6 .....	57
Evidence for a 4700–2100 BC palaeoearthquake recorded in a fluvial-archaeological sequence of the Segura River, SE Spain .....	57
CAPÍTULO 7 .....	59
Resultados generales, discusión y perspectivas.....	59
CAPÍTULO 8 .....	65
Conclusiones.....	65
APÉNDICES.....	67

## RESUMEN

En regiones orogénicas con convergencia oblicua se genera reparto de la deformación, que se manifiesta tanto en el tipo de estructuras desarrolladas como en su régimen cinemático. Es el caso del orógeno Bético-Rifeño, que constituye un arco orogénico, el Arco de Gibraltar, en el que intervienen dos elementos clave: (1) el desplazamiento hacia el oeste del Dominio de Alborán y (2) la convergencia entre las placas de Nubia y Eurasia. La hipótesis más aceptada hasta el momento para la formación del Arco de Gibraltar consiste en un proceso de subducción con rollback asociado. En las zonas externas del orógeno Bético-Rifeño, esta situación de convergencia oblicua se ha resuelto con la formación de estructuras arqueadas a distintas escalas, como el Arco de Cazorla, que se conectan entre sí mediante fallas de transferencia. Este es el caso de una gran estructura localizada en la parte oriental de la Cordillera Bética, la Falla de Socovos.

Esta tesis doctoral ha tenido como objetivo principal conocer el papel que la Falla de Socovos desempeña en la formación, reparto de la deformación y evolución tectónica de la Cordillera Bética oriental desde el Mioceno hasta la actualidad.

La Falla de Socovos es una falla de salto en dirección dextra, con una traza que se extiende más de 80 km y un salto estimado en  $\approx 35$  km. Esta falla corta el Paleomargen Sudibérico, limitando a lo largo de su traza diferentes unidades del Prebético y Subbético, y poniendo en contacto dominios con distintas profundidades de basamento y litologías con comportamientos reológicos contrastados. La Falla de Socovos constituye el límite norte del Arco de Cazorla, en donde su salto se amortigua en el frente de cabalgamientos y escamas de la Sierra de Segura. Hacia el este, su traza se pierde en un afloramiento complejo de materiales triásicos. La actividad más importante de esta falla tuvo lugar entre el Oligoceno superior y el Mioceno superior.

La Falla de Socovos ha generado una zona de falla de cientos de metros de espesor. Parte de la falla discurre por afloramientos triásicos con abundantes evaporitas, en los cuales la zona de falla está caracterizada por fábricas tectónicas singulares, que varían desde milonitas dúctiles en yesos a cataclasitas foliadas, con desarrollo de abundantes indicadores cinemáticos. El estudio cinemático ha permitido identificar en zonas de cizalla sobre evaporitas, una componente de transpresión con direcciones de desplazamiento ortogonales coetáneas.

Uno de los segmentos de la Falla de Socovos se caracteriza por la presencia de rocas volcánicas de tipo lamproíta, que forman diques y un edificio volcánico. Estas rocas se emplazaron en tres etapas durante el Tortoniense – Messiniense (9.2, 8.2 y 7.2 Ma) mostrando una zonación a grandes rasgos E-W, habiéndose generado por fusión parcial (<1% fundido) del manto litosférico. El ascenso de estos magmas se produjo probablemente a través de una discontinuidad mecánica de escala litosférica, interpretada en esta tesis doctoral como una “tear fault”, de la que la Falla de Socovos representa su expresión cortical.

Los diques volcánicos se encuentran deformados en la zona de falla, lo que implica que la Falla de Socovos continuó activa después de la intrusión, mostrando deformación en los segmentos orientales al menos durante el Messiniense y/o Plioceno inferior. El análisis estructural de los mecanismos de deformación que implican a los diques, constreñido por un estudio paleomagnético de detalle sobre los propios diques, ha permitido diferenciar áreas de la zona de falla con diferente modo y cantidad de rotación. Aunque la Falla de Socovos tiene una expresión geomorfológica muy marcada en gran parte de su trazado, el estudio de la deformación reciente indica una actividad tectónica cuaternaria limitada. Por el contrario, otras fallas transversales a la Falla de Socovos sí presentan evidencias de desplazamiento durante el Cuaternario, aunque es discutible si la Falla de Socovos sigue funcionando con el mismo régimen y en todo su recorrido desde el Plioceno.

Respecto a la sismicidad, los registros históricos e instrumentales muestran una sismicidad asociada a la Falla de Socovos bastante escasa. No obstante, efectos paleosísmicos localizados en yacimientos arqueológicos neolíticos cercanos a la traza de la falla confirman un posible paleoterremoto de M 5.5-6.5 ocurrido entre el 4700 y el 2100 BC, lo que está en consonancia con otros estudios que sugieren una magnitud máxima de M 6.5 para los terremotos asociados a esta falla y con periodos de recurrencia de milenios.

# CAPÍTULO 1

## Introducción, objetivos y estructura de la memoria

### 1. Introducción

Existe un amplio debate entre los investigadores sobre los mecanismos litosféricos involucrados en la formación de orógenos fuertemente arqueados (e.g. Ghiglione y Cristallini, 2007; Copley, 2012; Boutelier and Cruden, 2013; Sippl et al., 2013; Moresi et al., 2014; Hodges and Miller, 2015) y sobre el modo de deformación y reparto de la deformación en la corteza superior (Egydio-Silva et al., 2005; Murphy y Copeland, 2005; Del Ben et al., 2008; Rosenbaum, 2012; Shaw et al., 2016). En estas regiones orogénicas deformadas, se dan situaciones de convergencia oblicua, donde el régimen de esfuerzos genera transpresión, que suele manifestarse en un reparto de la deformación, tanto en el tipo de estructuras desarrolladas, como en los patrones cinemáticos observados (e.g., Tikoff y Teysier, 1994; Dewey et al., 1998). El orógeno Bético-Rifeño (Fig. 1) constituye un arco orogénico sumamente apretado, el Arco de Gibraltar, en el que se superpone el desplazamiento hacia el oeste de un terreno alóctono (Dominio de Alborán) con la convergencia entre las placas de Nubia y Eurasia, condicionando el reparto de la deformación (Platt et al., 2003; Balanyá et al., 2007).

De un tiempo a esta parte, existe un generalizado consenso en que el proceso litosférico responsable de la formación del Arco de Gibraltar es una zona de subducción en la que ocurre un proceso de rollback (Lonergan y White, 1997) con o sin un proceso de delaminación final (Peral et al., en prensa), quedando implicados el manto litosférico continental y oceánico (Duggen et al., 2004, 2005). Esta hipótesis ha quedado confirmada por diferentes estudios geofísicos (e.g. Bokelmann et al., 2011; Rosell et al., 2011; Gutscher et al., 2012; Bezada et al., 2013; Mancilla et al., 2015; Heit et al., 2017). El mecanismo, propuesto originalmente por Lonergan y White (1997), podría explicar la coexistencia de estructuras de acortamiento y extensión que se observan de manera recurrente en las zonas internas del orógeno Bético-Rifeño o Dominio de Alborán (e.g., Martínez-Martínez y Azañón, 1997; Balanyá et al., 1998; Martínez-Martínez et al., 2002; Giaconia et al., 2014; Galindo-Zaldivar et al., 2015). Además, la combinación de tear faults originadas por los procesos de rollback y el acortamiento producido por la convergencia de placas deben haber proporcionado un escenario donde se genera convergencia oblicua, especialmente hacia los extremos del Arco de Gibraltar, es decir, en las zonas externas. En el Dominio de Alborán, se conocen estructuras que pueden acomodar este desplazamiento hacia el oeste a través de grandes zonas de falla transcurrentes (Martínez-Martínez, 2006), presentes también en el Rif (Leblanc, 1990; Vitale et al., 2015).

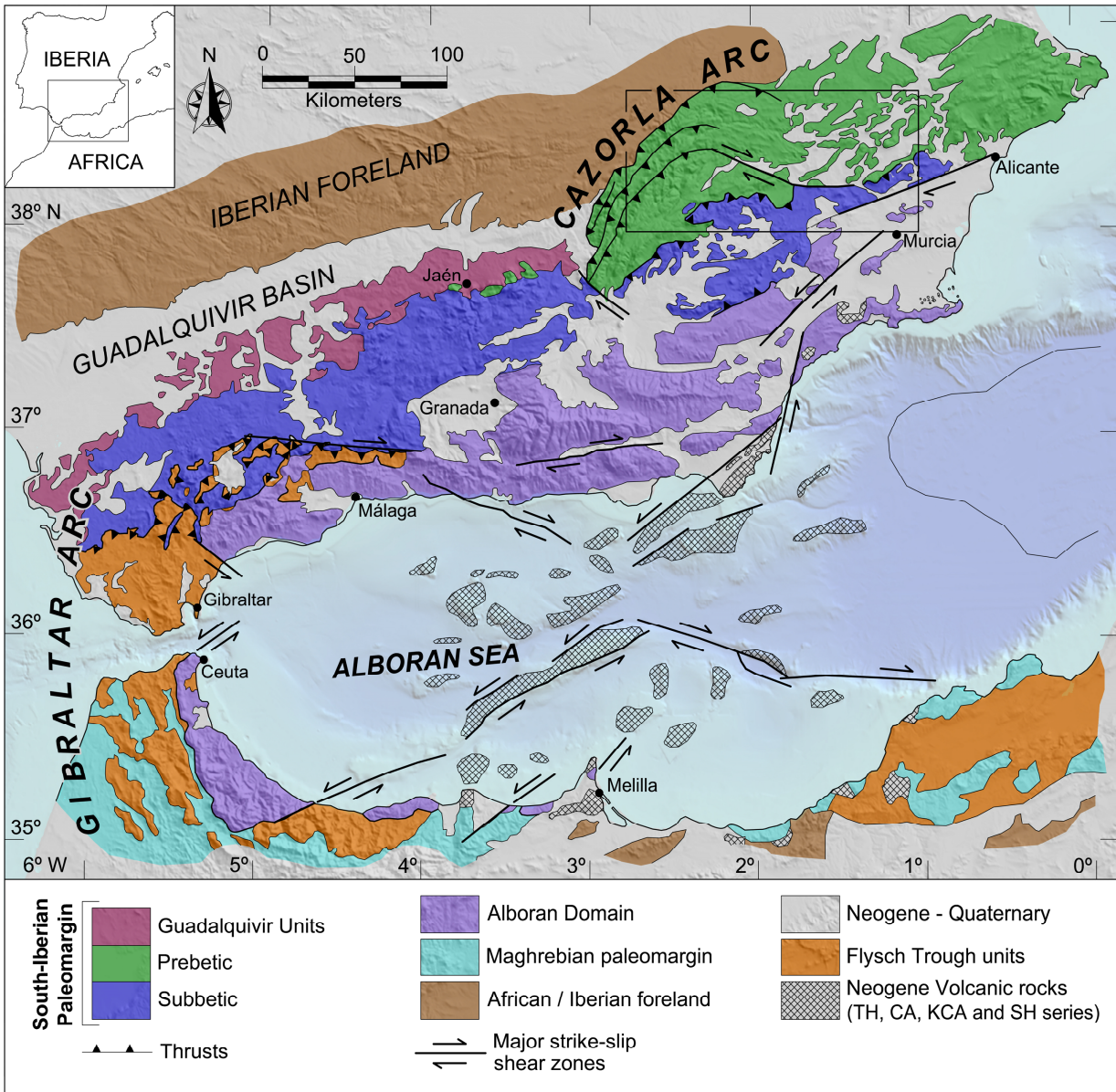


Figura 1. Mapa geológico del orógeno Bético-Rifeño (modificado de Comas et al., 1999). Se muestra la localización de los principales arcos orogénicos, el Arco de Gibraltar y el Arco de Cazorla, además de las principales fallas de salto en dirección y zonas de cizalla. El recuadro indica la zona de estudio de la tesis.

En el Paleomargen Sudibérico, se han descrito también estructuras transpresivas en sectores próximos al contacto con el Dominio de Alborán (Barcos et al., 2015) y en la zona más externa, como unidades de un prisma de acreción lateral (Pérez-Valera et al., 2017). Esta situación de transpresión se resuelve mediante la sucesión de estructuras arqueadas de diferente entidad entre las que destacan el Arco de Gibraltar sensu stricto (Balanyá et al., 2007), y el Arco de Cazorla, también llamado Arco Prebético (Platt et al., 2003), además de un número indeterminado de arcos menores,

como los descritos en el Alto Guadalquivir (Pérez-Valera et al., 2017). Esta sucesión de estructuras arqueadas a diferente escala se encuentra conectada comúnmente mediante fallas de transferencia (McClay y Khalil, 1998), que son transversales a las directrices estructurales dominantes y sirven para conectar sectores con distinta cantidad de acortamiento y/o distinto sentido de desplazamiento de estructuras compresivas, o extensionales en el caso del Dominio de Alborán (Martínez-Martínez, 2006). Este es el caso de una gran estructura localizada en la parte oriental de la Cordillera Bética, la Falla de Socovos (Jerez Mir, 1973, Jerez Mir, 1979), que es la que se estudia en esta memoria.

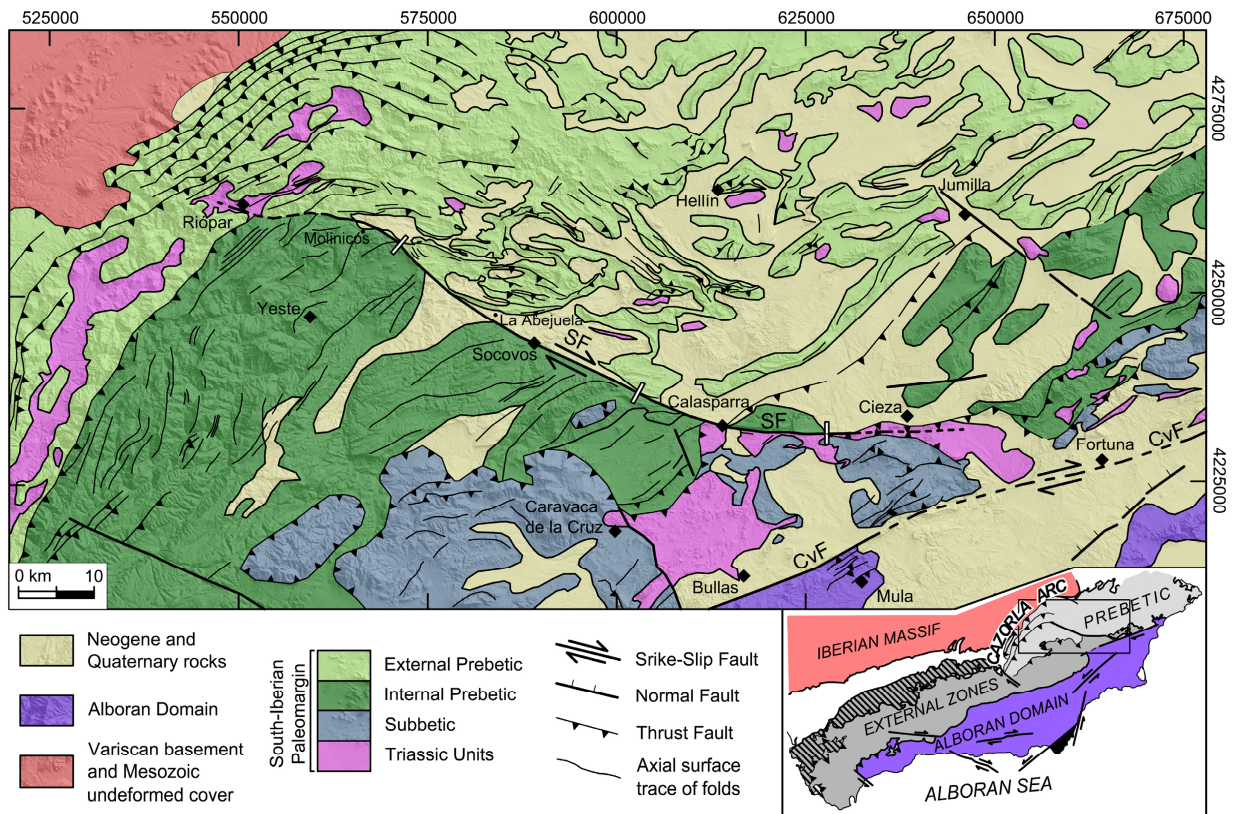


Figura 2. Mapa geológico de la Falla de Socovos. Los rectángulos huecos sobre la falla marcan los límites entre los diferentes segmentos. SF: Falla de Socovos, CvF: Falla de Crevillente.

### 1.1. La Falla de Socovos

Una de las estructuras frágiles más importante, y paradójicamente peor conocida y estudiada de la Cordillera Bética, hasta la realización de esta tesis, es la Falla de Socovos (Fig. 2). Esta falla se encuentra en la parte Oriental de la Cordillera Bética y constituye el límite norte del Arco de Cazorla (Andrieux y Nebbad, 1996; Nebbad, 2001). Fue también denominada como “Falla de la Línea Eléctrica” (Rodríguez-Estrella, 1978) y como tal se encuentra en trabajos regionales e informes de

la década de 1970, aunque a partir de la publicación de la Hoja Magna de Elche de la Sierra (Jerez Mir, 1979) se generaliza el nombre de Falla de Socovos. Su traza cartográfica se extiende más de 80 km en dirección ESE-WNW, siendo su salto en dirección de  $\approx 35$  km (Jerez Mir, 1973). Esta falla ha actuado como una falla de transferencia en el límite nororiental del Arco de Cazorla (Martín-Velázquez et al., 1998). La Falla se amortigua hacia el oeste en el frente de cabalgamientos y escamas de la Sierra de Segura (Fig. 2). Hacia el este, la traza cartográfica de la Falla de Socovos se pierde en un afloramiento de materiales triásicos poco estudiado (Fig. 2), quedando a menos de 15 km de la Falla de Crevillente (Sanz de Galdeano y Buforn, 2005; Meijninger y Vissers, 2007); ésta última falla separa los materiales del Paleomargen Sudibérico (Zonas Externas) del Dominio de Alborán (Zonas Internas).

La edad de la principal etapa de deformación en el entorno a la Falla de Socovos es comúnmente atribuida al lapso de tiempo Oligoceno superior - Mioceno superior (Jerez Mir, 1973; Meijninger y Vissers, 2007). No obstante, basándose en criterios estratigráficos, Jerez Mir (1973) propuso que una falla de zócalo de trazado similar a la actual Falla de Socovos controlaba la sedimentación desde el Aptiense (Cretácico Inferior), extremo que no ha sido corroborado por investigaciones posteriores, salvo en la terminación occidental de la falla (Navarro-Ciurana et al., 2016, 2017). Las estructuras más tardías de la fase orogénica corresponden a pliegues suaves y fallas normales que afectan a diatomitas lacustres del Mioceno Superior (Jerez-Mir, 1973; Elízaga Muñoz, 1994; Rodríguez-Pascua, 1998). Estos sedimentos contienen capas de sismitas que indican una actividad sísmica importante durante la sedimentación (Calvo et al., 1998; Rodríguez-Pascua et al., 2000 y 2003). En cuanto a la tectónica activa y deformación reciente, la Falla de Socovos tiene expresión geomorfológica en gran parte de su trazado (Fig. 3), lo que sugiere, a priori, una cierta actividad tectónica cuaternaria. En este sentido, la traza de la falla está jalonada de travertinos de edad Plioceno-Cuaternario, algunos de ellos desconectados de sus áreas fuente, y afectados por fallas que producen desplazamiento lateral. Existen además otros sistemas deposicionales cuaternarios controlados por el trazado de la falla y estructuras asociadas.

La sismicidad histórica e instrumental asociada a la falla es limitada. El máximo terremoto registrado que puede atribuirse directamente a la falla es el de Cieza de 1936 de MbLg 4.5. El terremoto característico que se deduce de la Ley de Gutenberg y Richter a partir de los sismos sobre 15 km de profundidad es de M 6.5 con un periodo de recurrencia de decenas de milenios (Pérez-López et al., 2010). Efectos paleosísmicos en yacimientos arqueológicos neolíticos próximos a la traza de la falla (Sánchez Gómez et al., 2011) confirman un posible paleoterremoto en la zona de una magnitud algo menor (M 5.5-6.5).

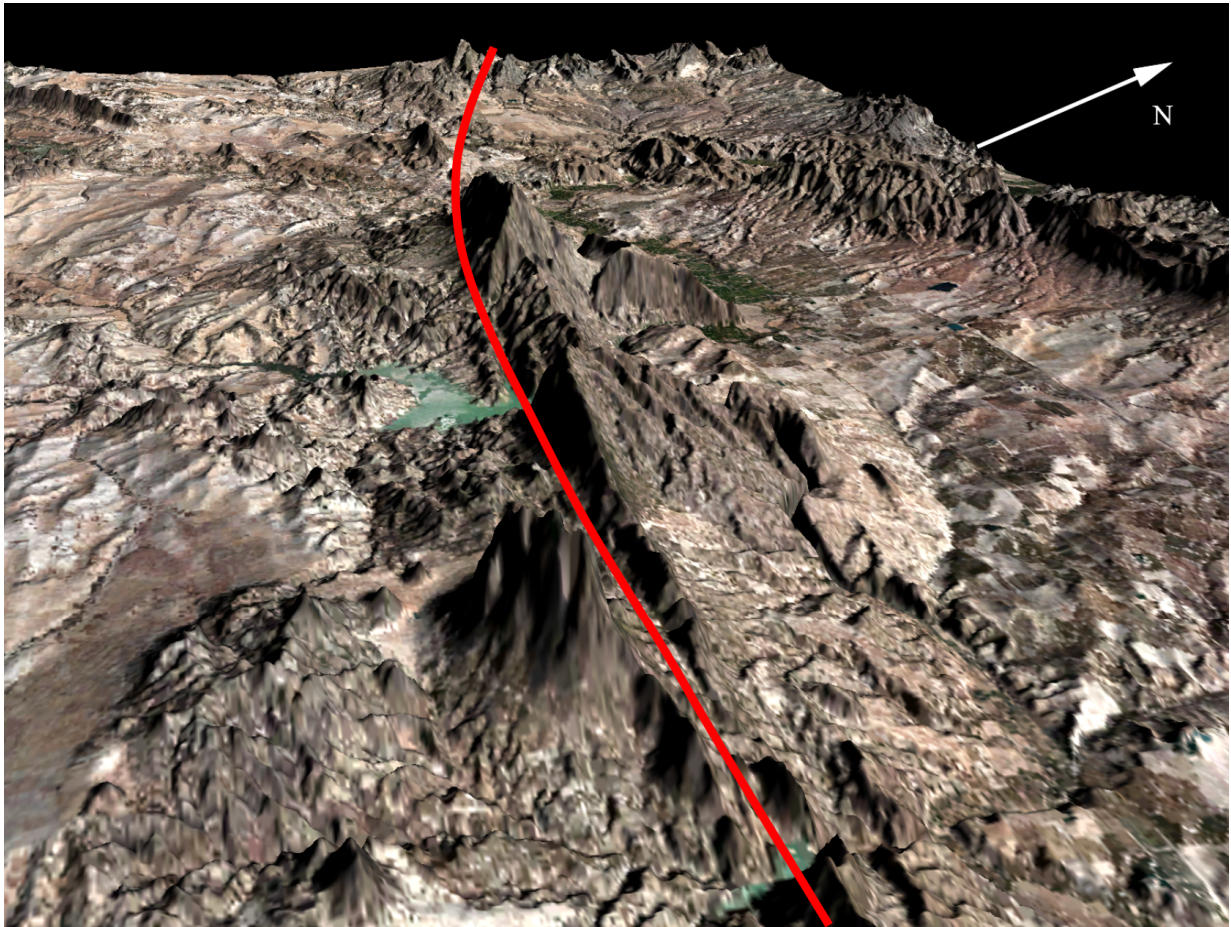


Figura 3. Vista 3D del segmento de Calasparra donde se identifica claramente el trazado de la falla a partir de su expresión geomorfológica. (Exageración vertical del relieve x2)

A lo largo de su trazado, la falla corta transversalmente varias de las franjas en las que se divide el Paleomargen Sudibérico, desde el Prebético Externo hasta el Subbético Externo. Dado que cada zona tuvo una diferente subsidencia y por consiguiente, espesor de sedimentos (García-Hernández et al., 1980; Vera y Martín Algarra, 2004), la falla pone en contacto dominios con distintas profundidades de basamento, además de litologías con comportamientos reológicos contrastados. Este hecho, junto con la progresiva amortiguación lateral, como corresponde a una falla de transferencia, hace que puedan diferenciarse segmentos con características geológicas y geomorfológicas distintas. Se han propuesto cuatro segmentos principales en la Falla de Socovos (Fig. 4; Sánchez-Gómez et al., 2010), que de NO a SE son:

**Segmento de Molinicos:** En este segmento se encuentra la terminación occidental de la Falla de Socovos. En esta zona la deformación se distribuye en varias fallas menores separadas por escalones y ramificaciones, lo que hace que no sea fácilmente reconocible una traza principal. Abarca desde unos 2 km al noroeste de la localidad de Peñarrubia hasta que la traza de la Falla de Socovos

se difumina acomodándose en numerosas fracturas en abanico dentro del Arco de Cazorla. En este segmento, se pone en contacto el Prebético Externo al norte con unidades más orientales del propio Prebético Externo y la transición de éstas con el Prebético Interno, mediante antiguas fallas normales reutilizadas (Navarro-Ciurana et al., 2016, 2017), lo cual implica un basamento a una profundidad de pocos kilómetros en los dos bloques de la falla. Al tratarse de la terminación de la falla, el salto acumulado desde el Mioceno inferior se atenúa hacia el NO hasta desaparecer. No se han localizado sedimentos de edad cuaternaria en la zona de deformación, por lo que no tenemos evidencias de su actividad más reciente, aunque no es descartable que alguna de las ramificaciones (splay) se haya reactivado localmente.

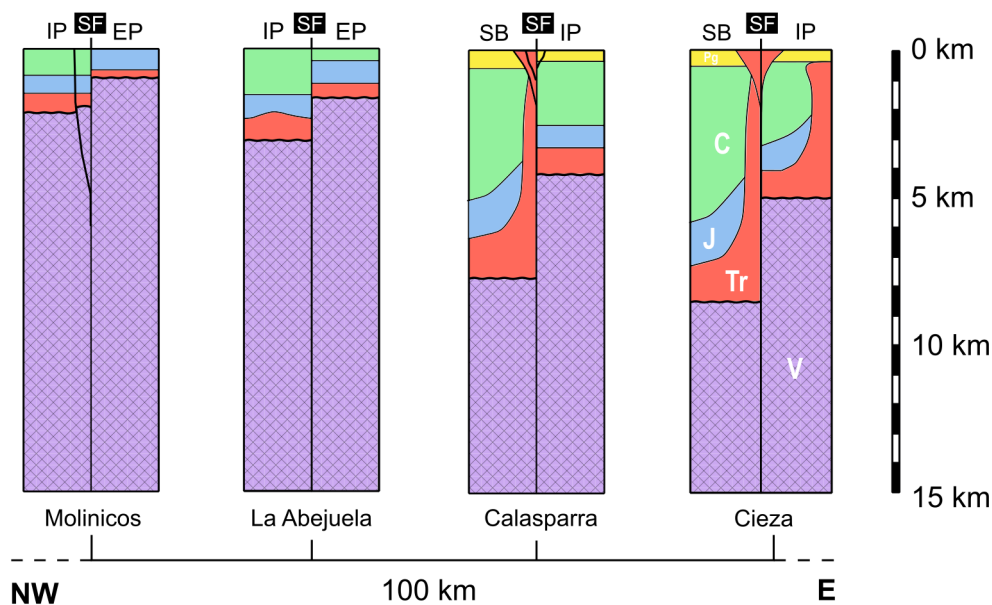


Figura 4. Esquema de la probable distribución de los espesores de las diferentes unidades de la corteza superior para los cuatro segmentos en los que se ha dividido la Falla de Socovos. Morado (V): zócalo varisco. Rojo (Tr): Triásico. Azul (J): Jurásico. Verde (C): Cretácico. Amarillo (Pg): Paleógeno. EP: Prebético Externo. IP: Prebético Interno. SB: Subbético. SF: Falla de Socovos.

**Segmento de La Abejuela:** Este segmento de 36 km transcurre desde Peñarrubia hasta el cortijo de Las Murtas, pasando por la localidad de Socovos. Separa a lo largo de su recorrido el Prebético Externo al norte del Prebético Interno al sur. El espesor y distribución relativa de sedimentos para cada bloque de la falla sería similar al anterior. En este caso, al ser mayor el salto, se ha desarrollado una zona de falla bien definida, mostrando planos con espejos de falla, estructuras menores y gran volumen de cataclasitas. El plano principal de la falla, de dirección N120°E/76°NE, muestra estrías, acanaladuras y fibras con un cabeceo que varía desde 4° hacia el este hasta 13° hacia

el oeste. La traza de la falla tiene una marcada expresión geomorfológica y geológica, evidenciada por la diferente orientación de estructuras geológicas (pliegues y cabalgamientos) en ambos bloques. Sin embargo, estos rasgos geomorfológicos están generalmente asociados a contrastes litológicos y no son, por tanto, necesariamente producidos por actividad tectónica reciente. No obstante, se han encontrado algunas evidencias de movimientos recientes, asociados a cuerpos de travertinos, descritos en el capítulo 5. Además, existe un rasgo característico de algunas fallas satélites, en el bloque norte, que forman crestas montañosas con morfología elongada y laderas fuertemente escarpadas, que corresponden a zonas de cementación preferente a lo largo de planos de falla (ej. Peña de San Blas, Sánchez-Gómez et al., 2020).

**Segmento de Calasparra:** Este segmento se extiende 28 km desde Las Murtas hasta la Sierra del Almorchón, al Oeste del Embalse de Alfonso XIII. Dentro del segmento, la falla gira paulatinamente pasando de la dirección predominante (N120°E) en los segmentos anteriores a N090°E. El segmento pone en contacto unidades del Prebético Externo y Prebético Interno al norte, con unidades del Prebético Interno y Subbético al sur. La profundidad del basamento supera los 5 km, especialmente en el bloque sur, donde una gruesa suela de materiales triásicos con abundancia de sales y yesos (Pérez-Valera y Pérez-López, 2003; Pérez-Valera, 2005) favorece el despegue de las unidades suprayacentes. La terminación occidental del segmento coincide aproximadamente con un *klippe* de Subbético (Sierra del Cerezo) sobre el Prebético Interno, que constituye el afloramiento más occidental de esta unidad en las proximidades de la falla (Fig. 2). La zona de falla está bien desarrollada, alcanzando hasta 300 m de espesor de cataclasitas. Cuando la zona de falla involucra materiales triásicos ricos en evaporitas, forma auténticas milonitas además de las cataclasitas. Este desarrollo de milonitas en yesos implica un comportamiento dúctil de las rocas de falla en niveles superficiales (Pérez-Valera et al., 2010a). Un rasgo característico de este segmento es la presencia ubicua de diques volcánicos de lamproitas intruidos a lo largo de la zona de falla (Pérez-Valera et al., 2013, Cambeses et al., 2016). En este segmento, independientemente de su orientación, es habitual encontrar dos sistemas de estrías dominantes casi ortogonales, que aparecen sobre los mismos planos: un juego de estrías prácticamente horizontal, con un cabeceo máximo de 15° O, y otro que se agrupa en torno a un cabeceo de 80° E (+/- 10°).

**Segmento de Cieza:** Es el segmento más oriental, el cual se extiende 16 km desde la Sierra del Almorchón hasta el este de la localidad de Cieza, donde la traza principal de la falla se difumina en los materiales del Triásico. Este segmento separa unidades del Prebético Interno y depósitos Tortonienses, al norte, de unidades del Subbético, al sur. En este segmento ambos bloques de la falla presentan potentes formaciones triásicas con sales que se movilizaron en diferentes ocasiones de

forma diapírica (Pérez-Valera et al., 2003; Pérez-Valera, 2005). En el bloque sur, los materiales triásicos llegan a ser dominantes en superficie. El segmento está caracterizado por una estructura en flor positiva que alcanza los 2,5 km de anchura máxima, limitada por cabalgamientos oblicuos con sentidos de movimiento al norte y al sur y un gran número de fallas de dirección E-O distribuidas entre ambos límites. Esta estructuración hace que no exista una traza principal, aunque el predominio de la componente de salto en dirección, así como la orientación y cinemática de las estructuras menores dentro de la zona de falla, apuntan a que éstas son la expresión superficial de la falla principal.

## 1.2. Vulcanismo lamproítico

Un aspecto muy característico de la Falla de Socovos es la presencia de vulcanismo lamproítico de edad Mioceno superior (Nobel et al., 1981; Duggen et al., 2005, Pérez-Valera et al., 2013), extruido a favor de la propia falla y otras estructuras asociadas (Pérez-Valera et al., 2013).

Las fallas constituyen discontinuidades dentro de la corteza, que pueden formar canales para la circulación preferente de fluidos. La relación entre fallas y fluidos hidrotermales es bien conocida (Rowland y Sibson, 2004) y en muchos casos la presencia de estos fluidos se considera crítica para el funcionamiento sísmico de las fallas (Sibson, 2001; Barnicoat et al., 2009). También es conocida la relación espacial entre vulcanismo y fallas en determinados contextos, como los rift continentales (e.g. Olsen, 1995).

El vulcanismo lamproítico del sureste ibérico aparece disperso en tres provincias (Albacete, Almería y Murcia) y en contextos tectónicos diferentes, por lo que a priori no cabe esperar un condicionante estructural único. El vulcanismo ultrapotásico en general y las lamproitas en particular proceden de un manto litosférico anómalo, enriquecido en K (Mitchell y Bergman, 1991) y con escasa contaminación cortical. Esta naturaleza de las rocas lamproíticas supone un ascenso directo del magma desde el área fuente en la base de la litosfera (Mitchell y Bergman, 1991), por lo que necesita canales que atraviesen el manto litosférico y la corteza, para permitir que volúmenes pequeños de fundidos, como los que constituyen los volcanes de la provincia lamproítica del SE español, alcancen la superficie. En este sentido, los trabajos regionales que dieron a conocer el Prebético de Albacete y Murcia (Jerez Mir, 1973; Rodríguez Estrella, 1978) ya preconizaban que los volcanes lamproíticos se alineaban según fallas o fracturas más o menos evidentes, aunque sólo el volcán de Calasparra está sobre el trazado de una falla aflorante (la Falla de Socovos). Además de los principales volcanes (Calasparra, Salmerón, etc.), las investigaciones iniciales durante la realización de esta tesis (Pérez-Valera et al., 2010b) descubrieron la existencia de un gran número de

diques de tamaño métrico a decamétrico, que intruyen en la propia zona de falla a lo largo del segmento de Calasparra.

### **1.3. Relevancia de este estudio**

La Falla de Socovos constituye una estructura singular dentro de la Cordillera Bética, que destaca por tres aspectos diferentes:

(1) A lo largo de su trazado se produce un cambio de orientación de las estructuras regionales de NE-SW en el bloque sur a ESE-WNW en el bloque norte, siendo por tanto casi ortogonales a un lado y otro de la Falla de Socovos. Los primeros estudios tectónicos en la región relacionados con la realización de las hojas MAGNA, interpretaron este cambio como la existencia de dos dominios estructurales, el primero de afinidad “Bética” y el segundo de afinidad “Beti-Ibérica” (sic) (Jerez Mir, 1973; García Domingo et al., 1984), lo que no dejaba de ser una llamativa singularidad, ya para aquella época. En todo caso, la falla ha debido condicionar fuertemente el reparto de la deformación en el límite norte del Arco de Cazorla desde el Mioceno hasta la actualidad.

(2) Por otra parte, La Falla de Socovos es la única estructura que conecta casi directamente el antepaís de la Cordillera Bética (Macizo Ibérico) con el terreno alóctono (Dominio de Alborán), con el que colisionó a lo largo del Mioceno (Lonergan y White 1997; Martínez-Martínez y Azañón, 1997). Es decir, esta falla conecta sectores afectados por una tectónica de piel gruesa (Dominio de Alborán) con sectores afectados por una tectónica de piel fina (Paleomargen Sudibérico).

(3) Por último, más de 25 km del trazado cartográfico de la Falla de Socovos están entreverados de rocas lamproíticas que por su origen mantélico y su rápido ascenso, implican la existencia de estructuras (fallas) necesariamente de envergadura litosférica.

Para resolver las cuestiones que su singularidad plantea, prácticamente no existen estudios previos. El problema del reparto de deformación se intentó resolver en un trabajo general sobre rotaciones de eje vertical y formación de arcos orogénicos en el conjunto del Orógeno Bético-Rifeño (Platt et al., 2003), donde se estudian el Arco de Cazorla y el papel de la Falla de Socovos, aportando nuevos datos cinemáticos, basados en una tesis previa inédita (Mandeville, 1993). Sin embargo, los propios autores reconocen que existe una “variabilidad en los vectores de desplazamiento debido a estructuras menores” no descritas. Igualmente, los autores reconocen expresamente que de 16 estaciones de medida paleomagnética a ambos lados de la falla, sólo una dió valores válidos. Por todo ello, sus conclusiones, especialmente la existencia de una única fase de desplazamiento hacia N335°E y la existencia de una zona de cizalla de anchura kilométrica que rotaría las estructuras en

el bloque norte (a priori el más rígido), pueden ser cuestionadas y/o matizadas. Trabajos previos (Martín-Velázquez et al., 1998) identifican una compleja variación espacio-temporal de paleoesfuerzos, que apuntan a la sucesión de cinemáticas diferentes en el tiempo, o al menos a una distribución de la deformación mucho más compleja que la propuesta por Platt y colaboradores (2003). Por último, la Falla de Socovos, además de su importancia litosférica en el pasado, representa probablemente un límite activo cuya relevancia en términos de sismicidad y de evolución del relieve es todavía poco conocida.

#### 1.4. Objetivos

El objetivo principal de esta tesis doctoral es investigar el papel de la Falla de Socovos en la formación, reparto de la deformación y evolución tectónica del orógeno Bético-Rifeño desde el Mioceno hasta la actualidad. El modelo propuesto por Platt y colaboradores (2003), además de ser finalmente (por ausencia de datos paleomagnéticos) apriorístico, no da respuesta a la totalidad de las observaciones, de tal forma que no se conoce si la variación en la dirección y/o vergencia de las estructuras se debe a la rotación de bloques rígidos, a deformación plástica a escala cartográfica, o bien directamente no existen rotaciones de eje vertical, sino un reparto de la deformación entre los dos dominios que delimita la falla. Por otra parte, los datos preliminares que dieron origen al planteamiento de esta tesis doctoral, sugerían que la Falla de Socovos respondía a una estructura profunda, en consonancia con las grandes estructuras que configuran el Arco de Gibraltar (Faccena et al., 2004; Pedrera et al., 2011), lo que otorgaría a la Falla de Socovos un papel más relevante que el correspondiente a una estructura generada por tectónica de piel fina dentro de un cinturón de pliegues y cabalgamientos. Para dar respuesta a estas cuestiones se han planteado los siguientes objetivos específicos:

1) Determinar la estructura geológica detallada en una amplia franja (20 km) a ambos lados de la Falla de Socovos para estudiar su geometría, cinemática y salto.

2) Datar las diferentes fases de funcionamiento de la Falla a través de las diversas formaciones sedimentarias Miocenas, Pliocenas y Cuaternarias y de las intrusiones volcánicas en la brecha de falla. En este sentido, el hecho que los diques lamproíticos intruyan la zona de falla y a su vez estén parcialmente tectonizados, permitirá establecer edades de deformación con gran precisión.

3) Hacer un estudio de las rocas de falla y de los indicadores cinemáticos en distintas transversales de la zona de Falla de Socovos; asimismo, se estudiará la deformación plástica a escala meso y microscópica en los materiales del Triásico implicados en la zona de falla.

4) Determinar posibles rotaciones de bloque rígido en ambos bloques de la Falla de Socovos mediante un estudio paleomagnético.

5) Realizar un análisis de la topografía y de la red de drenaje para determinar los segmentos más activos o con actividad tectónica más reciente de la Falla de Socovos.

### **1.5. Estructura de la memoria**

De acuerdo con la normativa de la Universidad de Jaén para la defensa de tesis doctorales, se presenta esta Tesis Doctoral en la modalidad de recopilación de artículos. Para facilitar la consulta de referencias citadas en el texto, cada capítulo finaliza con su epígrafe de referencias correspondiente, excepto el capítulo 7, cuyas citas se referencian en el capítulo 1. De igual forma, cada capítulo presenta su metodología independiente, ya que, excepto la propia metodología inherente a la geología de campo, común a toda la memoria, cada artículo se basa en metodologías muy diferentes. Además de este capítulo introductorio, esta memoria contiene 7 capítulos más, que se describen sucintamente a continuación:

**Capítulo 2.-** “Deformación en yesos del Triásico en el sector oriental de la Falla de Socovos (sureste de España)”. En este capítulo se describen y analizan las fábricas tectónicas que se desarrollan en la Falla de Socovos cuando la deformación afecta a litologías yesíferas del Triásico. Aunque la deformación observada en superficie ocurre en el campo netamente frágil, el yeso y en profundidad la halita, hacen que el comportamiento reológico sea dúctil. Estas fábricas han sido mucho menos estudiadas que las frágiles a escala mundial y completamente obviadas en la Cordillera Bética. Puesto que el régimen de la Falla de Socovos está ampliamente comprobado, esta región ha servido de laboratorio natural para estudiar la utilidad de las fábricas yesíferas en estudios estructurales de otras regiones. De esta forma, los resultados testados en este trabajo han servido para extrapolar el estudio de estas fábricas al Triásico de las Unidades del Guadalquivir, sobre las que se ha publicado el artículo titulado “An evaporite-bearing accretionary complex in the northern front of the Betic-Rif orogen” (Pérez-Valera et al., 2017). Aunque este artículo profundiza en el estudio de este tipo de fábricas, no se incluye en la memoria de esta Tesis Doctoral porque se localiza en una región de la Cordillera Bética situada fuera del ámbito geográfico aquí abordado.

**Capítulo 3.-** “Age distribution of lamproites along the Socovos Fault (southern Spain) and lithospheric scale tearing”. En este capítulo se estudia la presencia casi ubicua de rocas volcánicas de tipo lamproíta en un segmento de Falla de Socovos. Estas rocas intruyen mayoritariamente como diques. El análisis del modo de intrusión y las particularidades de este tipo de vulcanismo, a partir

de datos estructurales, geoquímicos y geocronológicos, aporta una información muy valiosa sobre la naturaleza litosférica de la Falla de Socovos, siendo un caso único en el mundo. En este trabajo, además de cubrirse parte del objetivo 2, realizando la datación de las rocas volcánicas, se infiere parte de la estructura profunda de la falla. La datación de estas rocas se realizó durante una estancia en el “Argon Geochronology Laboratory” de la “School of Earth and Environmental Sciences” de la Universidad de Queensland (Australia). El estudio de detalle de las particularidades mineralógicas de estas rocas ha propiciado resultados adicionales de investigación en el área de mineralogía y petrología, que han sobrepasado las expectativas y objetivos iniciales previstos. Estos resultados adicionales se han publicado en otro artículo titulado “Mineralogical evidence for lamproite magma mixing and storage at mantle depths: Socovos fault lamproites, SE Spain”, publicado en *Lithos* (Cambeses et al., 2016). Éste artículo no forma parte de la Tesis Doctoral porque los objetivos de este trabajo exceden los planteados en el desarrollo del Plan de Investigación.

**Capítulo 4.-** “Variably rotated lamproite dikes within a strike-slip fault zone: structural and paleomagnetic analysis of the Socovos Fault zone (Eastern Betics, SE Spain)”. Este capítulo se centra en el estudio estructural de la zona de falla, ayudado por un análisis paleomagnético de los diques de lamproíta, avanzando un paso más sobre el capítulo 2 en el estudio de la fábrica tectónica. Aporta información inusitadamente precisa de la deformación ocurrida en la zona de falla a partir de la intrusión de las rocas volcánicas, a finales del Tortonense e inicios del Messiniense (8-7 Ma), un periodo que tradicionalmente se ha considerado post-orogénico, pero que presenta gran interés para enlazar la etapa orogénica con los estudios de Tectónica Activa. Este artículo se encuentra actualmente en revisión en la revista “*Journal of Structural Geology*”.

**Capítulo 5.-** “Actividad Plio-Cuaternaria de la Falla de Socovos (sureste de España)”. Aunque en la base de datos QAFI (Quaternary Faults Database of Iberia, v.3, García-Mayordomo et al., 2015), la Falla de Socovos se considera como una falla sísmicamente activa (García-Mayordomo, 2005; Pérez-López et al., 2010), los estudios en los que se basa dicha inclusión, así como los parámetros asumidos, incurren en fallos evidentes debido a un deficiente control de la geología regional. En este capítulo se estudian todas las evidencias de deformación reciente (Plioceno-Cuaternario) en la Falla de Socovos y estructuras relacionadas, observadas en las campañas de exploración para el análisis estructural de la zona de falla. Aparte de las dataciones relativas, se dataron las estructuras de forma absoluta mediante el método de U/Th, que se realizó mediante una estancia del doctorando en el “Quaternary Uranium-Series Dating Laboratory” del “Department of Earth Science” de la Universidad de Bergen (Noruega). Este estudio supone un avance de la investigación publicada en la 2ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología (Pérez-Valera

et al., 2014) y se presenta como borrador de un artículo para enviar a la Revista de la Sociedad Geológica de España.

**Capítulo 6.-** “Evidence for a 4700–2100 BC palaeoearthquake recorded in a fluvial-archaeological sequence of the Segura River, SE Spain”. Para confirmar la naturaleza sísmica de la Falla de Socovos y/o fallas relacionadas, tal y como se desprende de la deformación cuaternaria y holocena que se ha observado, se ha realizado un estudio arqueosismológico que evidencia la existencia de un terremoto de magnitud estimada M 5.5-6.5 en un abrigo rocoso datado en 4700-2100 BC. Este trabajo, unido al anterior, confirma el potencial sísmico de la Falla de Socovos para generar terremotos importantes, aunque la recurrencia de estos eventos se estima en varios miles de años, pudiéndose considerar como una falla silenciosa (Cinti et al., 1997; Galadini et al., 2003). Este estudio ha presentado resultados adicionales en el ámbito de la sedimentología y estudio de paleo-inundaciones, que culminaron en la publicación del artículo “Stratigraphic architecture and alluvial geoarchaeology of an ephemeral fluvial infilling: Climatic versus anthropogenic factors controlling the Holocene fluvial evolution in southeastern Spain drylands”, publicado en *Catena* (García-García et al., 2013). Este artículo no forma parte de esta Tesis Doctoral porque los objetivos de este trabajo exceden los planteados en el desarrollo del Plan de Investigación.

**Capítulo 7.-** “Resultados generales, discusión y futuras líneas de investigación”. En este capítulo se resumen los resultados obtenidos y se establece una discusión general donde se debaten los resultados obtenidos, tanto los publicados como aquellos que no han resultado concluyentes y por tanto no se plantea su publicación, así como actualizaciones de algunos resultados ya publicados, y como tales reflejados en los capítulos anteriores. También tratará este capítulo sobre las posibles líneas de investigación futuras.

**Capítulo 8.-** Conclusiones. En este capítulo se enumeran las conclusiones principales que se han alcanzado durante la realización de esta Tesis Doctoral.

## **1.6. Referencias**

- Andrieux, J. y Nebbad, F. (1966). El prisma orogénico prebético. *Geogaceta*, 20-4, 810-813.
- Balanyá, J. C., V. García-Dueñas, J. M. Azañon, and M. Sánchez-Gómez (1998). Comment on “alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar arc)”—Reply. *Tectonics*, 17, 977–981.

- Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Diaz-Azpiroz, M., Expósito, I. and Luján, M. (2007). Structural Trend Line Pattern and strain partitioning in the Gibraltar Arc accretionary wedge: insights on the mode of orogenic arc building. *Tectonics*, 26, TC2005, doi:10.1029/2005TC001932
- Barcos, L., J. C. Balanyá, M. Díaz-Azpiroz, I. Expósito, and A. Jiménez-Bonilla (2015). Kinematics of the Torcal Shear Zone: Transpressional tectonics in a salient-recess transition at the northern Gibraltar Arc. *Tectonophysics*, 663, 62–77. doi:10.1016/j.tecto.2015.05.002
- Barnicoat, A.C., Sheldon, H.A., Ord, A. (2009). Faulting and fluid flow in porous rocks and sediments: Implications for mineralisation and other processes. *Mineralium Deposita*, 44, Issue 6, 705-718.
- Bezada, M. J., E. D. Humphreys, D. R. Toomey, M. Harnafi, J. M. Dávila, and J. Gallart (2013). Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle imaging. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 368, 51–60. doi:10.1016/j.epsl.2013.02.024
- Bokermann, G., E. Maufroy, L. Buontempo, J. Morales, and G. Barruol (2011). Testing oceanic subduction and convective removal models for the Gibraltar arc: Seismological constraints from dispersion and anisotropy. *Tectonophysics*, 502(1–2), 28–37. doi:10.1016/j.tecto.2010.08.004
- Boutelier, D., and A. Cruden (2013). Slab rollback rate and trench curvature controlled by arc deformation. *Geology*, 41(8), 911–914. doi:10.1130/G34338.1.
- Calvo, J.P., Rodríguez-Pascua, M.A., Martín-Velázquez, S., Ximénez, S., De Vicente, G., (1998). Microdeformation of lacustrine laminite sequences. An interpretation of loop-bedding. *Sedimentology*, 45, 279–292.
- Cambeses, A., Garcia-Casco, A., Scarrow, J.H., Montero, P., Pérez-Valera, L.A., Bea, F. (2016). Mineralogical evidence for lamproite magma mixing and storage at mantle depths: Socovos fault lamproites, SE Spain. *Lithos*, 266–267, 182-201. doi: 10.1016/j.lithos.2016.10.006
- Cinti, F.R., Cucci, L., Pantosti, D., Daddazio, G., Meghraoui, M., 1997. A major seismogenic fault in a “silent area”: the Castrovillari fault (southern Apennines, Italy). *Geophys. J. Int.* 130, 595–605.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I., Watts, A.B., 1999. The origin and tectonic history of the Alboran Basin: Insights from Leg 161 results. *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results 161*, 555–580.
- Copley, A. (2012). The formation of mountain range curvature by gravitational spreading. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 351–352, 208–214. doi:10.1016/j.epsl.2012.07.036

- Del Ben, A., C. Barnaba, and A. Taboga (2008). Strike-slip systems as the main tectonic features in the Plio-Quaternary kinematics of the Calabrian Arc. *Mar. Geophys. Res.*, 29(1), 1–12. doi:10.1007/s11001-007-9041-6
- Dewey, J.F., Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. (1998). Transpression and transtension zones. *Geol. Soc. London, Special Publications*, 135: 1-14.
- Duggen, S., Hoernle, K., Van Den Bogaard, P. y Garbe-Schönberg, D. (2005). Post-Collisional transition from subduction to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: Evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. *J. Petrol.*, 46, 1155-1201. doi: 10.1093/petrology/egi013
- Duggen, S., K. Hoernle, P. van den Bogaard, and C. Harris (2004). Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 218(1–2), 91–108. doi:10.1016/S0012-821X(03)00632-0
- Egydio-Silva, M., A. Vauchez, M. I. B. Raposo, J. Bascou, and A. Uhlein (2005). Deformation regime variations in an arcuate transpressional orogen (Ribeira belt, SE Brazil) imaged by anisotropy of magnetic susceptibility in granulites. *J. Struct. Geol.*, 27(10), 1750–1764. doi:10.1016/j.jsg.2005.06.001
- Elízaga Muñoz, E., 1994. Análisis de facies sedimentarias y petrología de los depósitos lacustres de edad Neógeno superior de la Zona Prebética, Albacete, España. Instituto de Estudios Albacetenses, Albacete. 216 pp.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L. y Rossetti, F. (2004): Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs: *Tectonics*, v. 23, TC1012. doi: 200410.1029/2002TC001488
- Galadini, F., Galli, P., Moro, M., 2003. Paleoseismology of silent faults in the central Apennines (Italy): the Campo Imperatore Fault (Gran Sasso Range Fault System). *Ann. Geophys.* 46, 793–813.
- Galindo-Zaldívar, J., A. J. Gil, C. Sanz de Galdeano, M. C. Lacy, J. A. García-Armenteros, P. Ruano, A. M. Ruiz, M. Martínez-Martos, and P. Alfaro (2015). Active shallow extension in central and eastern Betic Cordillera from CGPS data. *Tectonophysics*, 663, 290–301. doi:10.1016/j.tecto.2015.08.035
- García Domingo, A., López Olmedo, F., Jerez Mir, L. y Gallego Coiduras, I. (1984): Mapa Geológico de España. Hoja de Issa (868). IGME.

- García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C., & Vera, J. A. (1980). Mesozoic palaeogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera. *Geologie en Mijnbouw* 59, 2: 155-168.
- García-García, F., Bohorquez, P., Martínez-Sánchez, C., Perez-Valera, F., Perez-Valera, L.A., Calero, J.A., Sánchez-Gómez, M., 2013. Stratigraphic architecture and alluvial geoarchaeology of an ephemeral fluvial infilling: Climatic versus anthropogenic factors controlling the Holocene fluvial evolution in southeastern Spain drylands. *Catena*, 104, 272-279. doi: 10.1016/j.catena.2012.12.006
- García-Mayordomo, J. (2005). Caracterización y análisis de la peligrosidad sísmica en el SE de España. Tesis Doctoral. UCM. Madrid. 379 pp.
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J.A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Masana, E., Perea, H., Martín-González, F., Giner-Robles, J., Nemser, E.S., Cabral J., and the QAFI Compilers Working Group (2015). QAFI v.3: Quaternary Active Faults Database of Iberia. Accessed "19/03/2022", from web site: <https://info.igme.es/QAFI>
- Ghiglione, M. C., and E. O. Cristallini (2007). Have the southernmost Andes been curved since Late Cretaceous time? An analog test for the Patagonian Orocline. *Geology*, 35(1), 13–16. doi:10.1130/G22770A.1
- Giaconia, F., G. Booth-Rea, J. M. Martínez-Martínez, J. M. Azañón, F. Storti, and A. Artoni (2014). Heterogeneous extension and the role of transfer faults in the development of the southeastern Betic basins (SE Spain). *Tectonics*, 33, 2467–2489. doi:10.1002/2014TC003681
- Gutscher, M. A., et al. (2012). The Gibraltar subduction: A decade of new geophysical data. *Tectonophysics*, 574–575, 72–91. doi:10.1016/j.tecto.2012.08.038
- Heit, B., Mancilla, F. d. L., Yuan, X., Morales, J., Stich, D., Martín, R., and Molina-Aguilera, A. (2017). Tearing of the mantle lithosphere along the intermediate-depth seismicity zone beneath the Gibraltar Arc: The onset of lithospheric delamination. *Geophys. Res. Lett.*, 44, 4027–4035, doi:10.1002/2017GL073358
- Hodges, M., and M. S. Miller (2015). Mantle flow at the highly arcuate northeast corner of the Lesser Antilles subduction zone: Constraints from shear-wave splitting analyses. *Lithosphere*, 7(5), 579–587. doi:10.1130/L440.1
- Jerez-Mir, L. (1973). Geología de la Zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia). Tesis Univ. Granada, 749 pp.

- Jerez Mir, L. (1979). Mapa geológico de España 1:50.000. Hoja nº 867 (Elche de la Sierra). IGME, Madrid.
- Leblanc, D. (1990). Tectonic adaptation of the external zones around the curved core of an orogen: The Gibraltar Arc. *J. Struct. Geol.*, 12(8), 1013–1018. doi:10.1016/0191-8141(90)90097-I.
- Lonergan, L., and N. White (1997). Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16(3), 504–522. doi:10.1029/96TC03937
- Mandeville, C. R. M., A structural study of an Arcuate Thrust Belt, Prebetic Zone, southern Spain, Ph.D. thesis, Univ. of Oxford, Oxford, U.K., 1993.
- Mancilla, F. L., G. Booth-Rea, D. Stich, J. V. Pérez-Peña, J. Morales, J. M. Azañón, R. Martín, and F. Giaconia (2015). Slab rupture and delamination under the Betics and Rif constrained from receiver functions. *Tectonophysics*. doi:10.1016/j.tecto.2015.06.028
- Martín-Velázquez, S., Rodríguez Pascua, M.A., De Vicente, G., Calvo, J.P., (1998). Análisis dinámico del sistema de desgarres NO–SE del Prebético de Albacete. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11 (3–4), 369–383.
- Martínez-Díaz, J.J., (2002). Stress field variation related to fault interaction in a reverse oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Tectonophysics* 356, 291–305.
- Martínez-Martínez, J. M. (2006). Lateral interaction between metamorphic core complexes and less-extended, tilt-block domains: The Alpujarras strike-slip transfer fault zone (Betics, SE Spain). *J. Struct. Geol.*, 28, 602–620.
- Martínez-Martínez, J. M., and J. M. Azañón (1997). Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain): Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system. *Tectonics*, 16(2), 205–225. doi:10.1029/97TC00157
- Martínez-Martínez, J. M., J. I. Soto, and J. C. Balanyá (2002). Orthogonal folding of extensional detachments: Structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain). *Tectonics*, 21(3), 3–1–3–20. doi:10.1029/2001TC001283
- McClay, K., Khalil, S. (1998). Extensional hard linkages, eastern Gulf of Suez, Egypt. *Geology*, 26, 563–566.
- Meijninger, B.M.L., Vissers R.L.M., (2007). Thrust related extension in the Prebetic (southern Spain) and closure of the North Betic Strait. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 20, 153–171.
- Mitchell, R.H., Bergman, S.C., (1991). *Petrology of lamproites*. Plenum Press, New York, 447 pp.
- Moresi, L., P. G. Betts, M. S. Miller, and R. A. Cayley (2014). Dynamics of continental accretion. *Nature*, 508(7495), 245–248. doi:10.1038/nature13033

- Murphy, M. A., and P. Copeland (2005). Transtensional deformation in the central Himalaya and its role in accommodating growth of the Himalayan orogen. *Tectonics*, 24, TC4012. doi:10.1029/2004TC001659
- Navarro-Ciurana, D., Cardellach, E., Vindel, E., Griera, A., Gómez-Gras, D. y Corbella, M., (2017). Sulfur and lead isotope systematics: Implications for the genesis of the Riópar Zn-(Fe-Pb) carbonate-hosted deposit (Prebetic Zone, SE Spain). *Ore Geol. Rev.* 91, 928–944. doi:10.1016/j.oregeorev.2017.08.013
- Navarro-Ciurana, D., Corbella, M., Cardellach, E., Vindel, E., Gómez-Gras, D. y Griera, A., (2016). Petrography and geochemistry of fault-controlled hydrothermal dolomites in the Riópar area (Prebetic Zone, SE Spain). *Mar. Pet. Geol.* 71, 310–328. doi:10.1016/j.marpetgeo.2016.01.005
- Nebbad, F. (2001). Le prisme orogénique Prébétique (Sud-Est de l'Espagne), Évolution cinématique et coupes équilibrées. Tesis Doctoral, Univ. de Orsay, Paris XI, 239 p.
- Nobel, F.A., Andriessen, P.A.M., Hebeda, E.H., Priem, H.N.A., Rondeel, H.E., (1981). Isotopic dating of the post-alpine neogene volcanism in the Betic Cordilleras, Southern Spain. *Geologische Mijnbouw* 60, 1082-1100.
- Olsen, K.H. (Editor) (1995). *Continental rifts: evolution, structure, tectonics*. Elsevier, 485 p.
- Pedrerá, A., Ruiz-Constán, A., Galindo-Zaldívar, J., Chalouan, A., Sanz de Galdeano, C., Marín-Lechado, C., Ruano, P., Benmakhlof, M., Akil, M., López-Garrido, A.C., Chabli, A., Ahmamou, M. y González-Castillo, L. (2011). Is there an active subduction beneath the Gibraltar orogenic arc? Constraints from Pliocene to present-day stress field: *Journal of Geodynamics*, v. 52, p. 83-96, doi: 10.1016/j.jog.2010.12.003
- Peral, M., Fernández, M., Vergés, J., Zlotnik, S., Jiménez-Munt, I., 2022. Numerical modelling of opposing subduction in the Western Mediterranean. *Tectonophysics* in press, 229309. doi:10.1016/j.tecto.2022.229309
- Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., García Mayordomo, J., 2010. Potencial sísmico (magnitud > 6), evolución de la actividad cuaternaria y marcadores geomorfológicos de la Falla de Socovos, in: Insua-Arévalo, J.M., Martín-González, F. (Eds.), 1a Reunión Ibérica Sobre Fallas Activas y Paleosismología. Sigüenza (Guadalajara, España), pp. 117–120.
- Pérez-Valera, F., Pérez-López, A. (2003). Estratigrafía y tectónica del Triásico sudibérico al sureste de Calasparra (Murcia). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 16,1: 35-50.

- Pérez-Valera, F. Pérez-López, A., Serrano, F. (2003). Estudio de las rocas diapíricas del Triásico resedimentadas durante el Mioceno en el sector de la Rambla del Moro (Cieza, Murcia). *Geotemas*, 5, 199-204.
- Pérez Valera, F. (2005). Estratigrafía y tectónica del Triásico Sudibérico en el sector oriental de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 301 p.
- Pérez-Valera, F., Sánchez-Gómez, M., Pérez-López, A., and Pérez-Valera, L. A. (2017). An evaporite-bearing accretionary complex in the northern front of the Betic-Rif orogen. *Tectonics*, 36, 1006–1036. doi: 10.1002/2016TC004414
- Pérez-Valera, F., Sánchez-Gómez, M., Pérez-Valera, L.A., Pérez-López, A. (2010a). Deformación en yesos del Triásico en el sector oriental de la Falla de Socovos (sureste de España). *Geogaceta* 48, 211-214.
- Pérez-Valera, L. A., Rosenbaum, G., Sánchez-Gómez, M., Azor, A., Fernández-Soler, J. M., Pérez-Valera, F., Vasconcelos, P.M. (2013). Age distribution of lamproites along the Socovos Fault (southern Spain) and lithospheric scale tearing. *Lithos*, 180–181, 252–263. doi: 10.1016/j.lithos.2013.08.016
- Pérez-Valera, L.A., Sánchez-Gómez, M., Fernández-Soler, J. M., Pérez-Valera, F. y Azor, A. (2010b). Diques de lamproítas a lo largo de la Falla de Socovos (Béticas orientales). *Geogaceta*, 48, 151-154.
- Pérez-Valera, L. A., Sánchez-Gómez, M., Azor, A., Pérez-Valera, F. (2014). Actividad cuaternaria del sistema de estructuras asociado a la Falla de Socovos (Béticas Orientales). 2a Reunión Ibérica Sobre Fallas Activas y Paleosismología, 35–39.
- Platt, J.P., Allerton, S., Kirker, A. y Mandeville, C. (2003): The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics*, 22, 3, 1017. doi: 10.1029/2001TC001321
- Rodríguez-Estrella, T. (1978): Geología e Hidrogeología del sector Alcaraz-Lietor-Yeste (prov. de Albacete). Síntesis geológica de la Zona Prebética. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 758 p. (publicada en: *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 97, 276+290 p, 1979).
- Rodríguez-Pascua, M.A., (1998). Paleosismicidad y sismotectónica de las cuencas lacustres neógenas del Prebético de Albacete. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G., Gómez-Gras, D., (2000). Seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, 135 (1–4), 117–135.
- Rodríguez-Pascua, M.A., De Vicente, G., Calvo, J.P. and Pérez-López, R. (2003). Similarities between recent seismic activity and paleoseismites during the late miocene in the external

- Betic Chain (Spain): relationship by 'b' value and the fractal dimension. *Journal of Structural Geology*, 25, 749–763.
- Rosell, O., A. Martí, À. Marcuello, J. Ledo, P. Queralt, E. Roca, and J. Campanyà (2011). Deep electrical resistivity structure of the northern Gibraltar Arc (western Mediterranean): Evidence of lithospheric slab break-off. *Terra Nova*, 23, 179–186. doi:10.1111/j.1365-3121.2011.00996.x
- Rosenbaum, G. (2012). Oroclines of the southern New England orogen, eastern Australia. *Geol. Surv. NSW Episodes*, 35(1), 187–194.
- Rowland, J. V. & Sibson, R. H. (2004). Structural controls on hydrothermal flow in a segmented rift system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geofluids*, 4(4), 259–283.
- Sánchez-Gómez, M., Martínez-Sánchez, C., García-García, F., Peláez, J.A., Pérez-Valera, F., Martínez-Andreu, M. y Pérez-Valera L.A. (2011). Evidence for a 4700–2100 BC palaeoearthquake recorded in a fluvial-archaeological sequence of the Segura River, SE Spain. *Quaternary International*, 242(1): 106–114.
- Sánchez-Gómez, M., Pérez-Valera, L.A., Pérez-Valera, F., Azor, A., (2010). Segmentation of the Socovos Fault based on geological data, in: Insua-Arévalo, J.M., Martín-González, F. (Eds.), 1a Reunión Ibérica Sobre Fallas Activas y Paleosismología. Sigüenza (Guadalajara, España), pp. 137–140.
- Sánchez-Gómez, M., Sanz, D., Pérez-Valera, F., Pérez-Valera, L.A., 2020. Peñas del Agua y de San Blas: la intrigante historia de un estrecho de mar. Colección Geología. Salamanca, Sociedad Geológica de España.
- Sanz de Galdeano, C., and Buforn, E. (2005). From strike-slip to reverse reactivation: The Crevillente Fault System and seismicity in the Bullas-Mula area (Betic Cordillera, SE Spain). *Geologica Acta*, 3, 241–250.
- Shaw, J., S. T. Johnston, and G. Gutiérrez-Alonso (2016). Orocline formation at the core of Pangea: A structural study of the Cantabrian orocline, NW Iberian Massif. *Lithosphere*, 8(1), 97. doi:10.1130/L461.1
- Sibson, R.H. (2001). Seismogenic framework for hydrothermal transport and ore deposition. *Rev. Econ. Geol*, 14, 25–50.
- Sipl, C., B. Schurr, J. Tympele, S. Angiboust, J. Mechie, X. Yuan, F. M. Schneider, S. V. Sobolev, L. Ratschbacher, and C. Haberland (2013). Deep burial of Asian continental crust beneath the Pamir imaged with local earthquake tomography. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 384, 165–177. doi:10.1016/j.epsl.2013.10.013

- Tikoff, B., Teyssier, C. (1994). Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, 16, 1575-1588.
- Vera, J. A., & Martín-Algarra, A. (2004). Cordillera Bética y Baleares. Rasgos generales. Divisiones mayores y nomenclatura. En: *Geología de España*, (Vera, J. A., ed.), Instituto Geológico y Minero de España, Sociedad Geológica de España (Madrid), 348-350.
- Vitale, S., M. N. Zaghloul, B. El Ouaragli, F. D. A. Tramparulo, and S. Ciarcia (2015). Polyphase deformation of the Dorsale Calcaire Complex and the Maghrebien Flysch Basin Units in the Jebha area (Central Rif, Morocco): New insights into the Miocene tectonic evolution of the Central Rif belt. *J. Geodyn.*, 90, 14–31. doi:10.1016/j.jog.2015.07.002



## CAPÍTULO 2

# Deformación en yesos del Triásico en el sector oriental de la Falla de Socovos (sureste de España)



GEOGACETA, 48, 2010

## Deformación en yesos del Triásico en el sector oriental de la Falla de Socovos (sureste de España)

*Deformation of Triassic gypsum in the eastern sector of the Socovos Fault (southeast Spain)*

Fernando Pérez-Valera <sup>(1)</sup>, Mario Sánchez-Gómez <sup>(1)</sup>, Luis Alfonso Pérez-Valera <sup>(1)</sup> y Alberto Pérez-López <sup>(2)(3)</sup>

<sup>(1)</sup> Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Campus de Las Lagunillas s/n. 23071, Jaén, España. fperez@ujaen.es; msgomez@ujaen.es; laperez@ujaen.es

<sup>(2)</sup> Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Avenida Fuentenueva s/n. 18071, Granada, España. aperezl@ugr.es

<sup>(3)</sup> Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-Universidad de Granada), Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18071. Granada, España.

### ABSTRACT

*A Triassic gypsiferous formation is juxtaposed to the Socovos Fault along its eastern portion. Here, the gypsum shows penetrative cataclastic fabrics, particularly prominent in the main fault zone. The fabrics show a profuse catalog of kinematic markers. The consistence between the kinematic criteria and the sense of the strike-slip faulting suggest that the fabrics have been generated, at least in a late stage, by tectonic strain. We propose that gypsum fabrics could help to analyze the structure in shallow tectonic environments. Testing this hypothesis would be highly useful in the Betics, were gypsum-bearing Triassic rocks crop out in extensive areas.*

**Key words:** Socovos Fault, Triassic, gypsum fabrics, milonites, cataclastites.

Geogaceta, 48 (2010), 211-214  
ISSN: 0213-683X

Fecha de recepción: 15 de febrero de 2010

Fecha de revisión: 21 de abril de 2010

Fecha de aceptación: 28 de mayo de 2010

Copyright © 2010 Sociedad Geológica de España / www.geogaceta.com

<https://sge.usal.es/archivos/geogacetas/geo48/art53.pdf>



## CAPÍTULO 3

# Age distribution of lamproites along the Socovos Fault (southern Spain) and lithospheric scale tearing

Lithos 180–181 (2013) 252–263



Contents lists available at ScienceDirect

Lithos

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/lithos](http://www.elsevier.com/locate/lithos)



## Age distribution of lamproites along the Socovos Fault (southern Spain) and lithospheric scale tearing

Luis Alfonso Pérez-Valera <sup>a,\*</sup>, Gideon Rosenbaum <sup>b</sup>, Mario Sánchez-Gómez <sup>a</sup>, Antonio Azor <sup>c</sup>, Juan Manuel Fernández-Soler <sup>d,e</sup>, Fernando Pérez-Valera <sup>a</sup>, Paulo M. Vasconcelos <sup>b</sup>

<sup>a</sup> Departamento de Geología, Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas s/n, 23071 Jaén, Spain

<sup>b</sup> School of Earth Sciences, The University of Queensland, Brisbane, Queensland 4072, Australia

<sup>c</sup> Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Av. Fuentenueva s/n, 18071 Granada, Spain

<sup>d</sup> Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada, Av. Fuentenueva s/n, 18071 Granada, Spain

<sup>e</sup> Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC & UGR, Avda. de Las Palmeras nº 4, 18100 Armilla, Granada, Spain

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 25 February 2013

Accepted 19 August 2013

Available online 29 August 2013

#### Keywords:

Lamproite

<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating

Strike-slip fault

Tear fault

Betic Cordillera

Western Mediterranean

### ABSTRACT

Lithospheric scale tearing is commonly linked to the lateral termination of subduction rollback and slab segmentation. The upper crustal expression of this process can be associated with the development of arcuate orogenic belts (oroclines) generated by a combination of vertical axis block rotations and strike slip faulting. However, the link between such strike slip faults and slab tearing is relatively poorly constrained. We show here an example from the Gibraltar Arc in the westernmost Mediterranean, where lithospheric scale tear faulting during the Late Miocene accommodated westward subduction rollback. The dextral strike slip Socovos Fault in the eastern Betics may represent one of the surface expressions of this process. We document a high concentration of mantle derived volcanic rocks (lamproites) along the Socovos Fault, which were intruded as dikes during the Late Miocene. Phlogopite and whole rock <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages of lamproites along the Socovos Fault show a spatial age zonation, with older ages (9.3–8.2 Ma) in the east and younger ages (7.3–7.1 Ma) in the west. This age distribution of the lamproites along the Socovos Fault is compatible with the westward retreat of the lithospheric slab that was active beneath the eastern Betics in the Late Miocene. We therefore hypothesize that tearing allowed pathways for lamproite melts in the subcontinental lithospheric mantle and lower crust, with the Socovos Fault channelizing these magmas in the upper crust.

© 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.

\* Corresponding author. Tel.: +34 953213056; fax: +34 953212946.  
E-mail addresses: [laperez@ujaen.es](mailto:laperez@ujaen.es) (L.A. Pérez-Valera), [g.rosenbaum@uq.edu.au](mailto:g.rosenbaum@uq.edu.au) (G. Rosenbaum), [msgomez@ujaen.es](mailto:msgomez@ujaen.es) (M. Sánchez-Gómez), [azor@ugr.es](mailto:azor@ugr.es) (A. Azor), [jmfsoler@ugr.es](mailto:jmfsoler@ugr.es) (J.M. Fernández-Soler), [fperez@ujaen.es](mailto:fperez@ujaen.es) (F. Pérez-Valera), [p.vasconcelos@uq.edu.au](mailto:p.vasconcelos@uq.edu.au) (P.M. Vasconcelos).



# CAPÍTULO 4

## Variably rotated lamproite dikes within a transpressive fault zone: Structural and paleomagnetic analysis of the Socovos Fault zone (Eastern Betics, SE Spain)

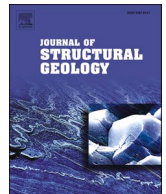
Journal of Structural Geology 165 (2022) 104746



Contents lists available at [ScienceDirect](https://www.sciencedirect.com)

Journal of Structural Geology

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/jsg](https://www.elsevier.com/locate/jsg)



## Variably rotated lamproite dikes within a transpressive fault zone: Structural and paleomagnetic analysis of the Socovos Fault zone (Eastern Betics, SE Spain)

Luis Alfonso Pérez-Valera <sup>a,b</sup>, Juan José Villalaín <sup>c</sup>, Fernando Pérez-Valera <sup>d</sup>, Antonio Azor <sup>e</sup>, Mario Sánchez-Gómez <sup>a,b,\*</sup>

<sup>a</sup> Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra y el Medio Ambiente. Universidad de Jaén, Campus las Lagunillas s/n, 23071, Jaén, Spain

<sup>b</sup> Departamento de Geología. Universidad de Jaén, Campus las Lagunillas s/n, 23071, Jaén, Spain

<sup>c</sup> Departamento de Física, Universidad de Burgos, Escuela Politécnica Superior, Avda. Cantabria s/n, 09006, Burgos, Spain

<sup>d</sup> Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Alicante, Spain

<sup>e</sup> Departamento de Geodinámica. Universidad de Granada, Av. Fuentenueva s/n, 18071, Granada, Spain

### ARTICLE INFO

#### Keywords:

Block rotation  
Betic cordillera  
Transpressive fault zones  
Paleomagnetism  
Lamproites

### ABSTRACT

Rotations of large-scale crustal blocks deduced from paleomagnetism are usually invoked to support evolutionary tectonic models in orogens. However, the regional representativeness of local paleomagnetic rotations strongly depends on the structural context and can lead to conflicting results. This work analyzes an unusual cluster of almost coeval lamproite dikes (9.3–7.1 Ma) intruded along a 25 km-long segment of the Socovos transpressive fault zone in the Eastern Betics, with a view to determine rotations at the metre-scale. This fault zone has contrasting deformation styles, depending on the rheology of the rocks, which vary from ductile evaporites (gypsum) to brittle carbonates. The volcanic and subvolcanic rocks present a primary acquisition of high quality natural remanent magnetization, which defines a single directional component with very narrow  $\alpha_{95}$ . Matching the outcrop scale structures with the apparently dispersed paleomagnetic directions in the fault zone allows us to differentiate four deformational domains with distinctive characteristics: (1) a brittle zone with deformation concentrated in planes that bound blocks with no rotation or rotations below the expected secular variation ( $\pm 16^\circ$  in inclination and  $\pm 21^\circ$  declination); (2) transpressive decametre-scale duplexes or single horses, also limited by brittle faults, where inclined axis rotations below  $60^\circ$  occur as rigid blocks; (3) buckling folds in ductile units associated with local reverse faulting; and (4), a triclinic transpressive ductile shear zone affecting a gypsum layer, where volcanic boudins have a rotation that is the sum of folding parallel to the shear zone walls plus an angular shear of  $36^\circ$ . These paleomagnetic results indicate that fault displacement continues after 7 Ma with the same kinematics as previously. Besides regional findings, this study illustrates the potential usefulness of small-scale paleomagnetic analysis for determining strain partitioning and deformation mode along large and complex transpressive fault zones, as well as the necessity to know the local structure to attribute regional meaning to the paleomagnetic rotation data.

\* Corresponding author. Departamento de Geología, Universidad de Jaén, Campus las Lagunillas s/n, 23071, Jaén, Spain.

E-mail address: [msgomez@ujaen.es](mailto:msgomez@ujaen.es) (M. Sánchez-Gómez).

<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104746>

Received 28 February 2022; Received in revised form 9 October 2022; Accepted 21 October 2022

Available online 29 October 2022

0191-8141/© 2022 Elsevier Ltd. All rights reserved.

<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104746>



## CAPÍTULO 5

### Actividad Plio-Cuaternaria de la Falla de Socovos (sureste de España)

Luis Alfonso Pérez-Valera<sup>a,b</sup>, Fernando Pérez-Valera<sup>c</sup>, Antonio Azor<sup>d</sup>, Mario Sánchez-Gómez<sup>a,b</sup>

En preparación para:

Revista de la Sociedad Geológica de España

<sup>a</sup> Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra y el Medio Ambiente. Universidad de Jaén, Campus las Lagunillas s/n, 23071, Jaén, Spain.

<sup>b</sup> Departamento de Geología. Universidad de Jaén, Campus las Lagunillas s/n, 23071, Jaén, Spain.

<sup>c</sup> Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Alicante, Spain.

<sup>d</sup> Departamento de Geodinámica. Universidad de Granada, Av. Fuentenueva s/n, 18071 Granada, Spain.

## 5.1. Introducción

El funcionamiento de fallas en marcos cinemáticos cambiantes a lo largo de un periodo geológico amplio implica problemas de adaptación de las superficies existentes a cambios en la orientación del elipsoide de esfuerzos, como se ha sugerido por ejemplo en la Cordillera Bética (e.g. Galindo-Zaldívar et al., 1993). Por otra parte, las fallas que llegan a acumular un gran desplazamiento generan amplias zonas de falla (Fossen, 2010) en las que las distintas familias de fallas suelen tener una jerarquía bien establecida (Leever et al., 2011, Nirta et al., 2021). Consecuentemente, cambios en la orientación de los esfuerzos, ya sean locales o regionales, pueden implicar cambios en la jerarquización de los sistemas de fallas (Leever et al., 2011).

La Falla de Socovos es una estructura de escala litosférica que ha mostrado su mayor actividad desde el Mioceno medio hasta el Mioceno superior (Pérez-Valera et al., 2013). No obstante, existen evidencias de que esta falla presenta una cierta actividad después del Mioceno (Sánchez-Gómez et al., 2010, Pérez-Valera et al., enviado), en algún caso de carácter posiblemente sísmico (Sánchez-Gómez et al., 2011). Además del potencial sísmico que tiene la traza principal de la Falla de Socovos, no se ha considerado habitualmente el papel que desempeña en la sismicidad el cortejo de fallas asociadas directa o indirectamente. Estas fallas más pequeñas son capaces de generar terremotos de magnitud moderada (Wells y Coppersmith, 1994) y podrían desempeñar un papel importante en la sismicidad actual.

Este trabajo pretende caracterizar el funcionamiento plio-cuaternario de la zona de Falla de Socovos, a través del registro en diversos ambientes sedimentarios que interactúan con el plano principal y el sistema de fallas asociado. Para localizar y cuantificar el desplazamiento producido, se utilizarán pequeñas cuencas, abanicos aluviales, terrazas fluviales y edificios de travertinos de diferentes edades y contextos sedimentarios, de tal forma que, a expensas de dataciones más precisas, se pueda reconstruir su evolución en conjunto. Además de las dataciones relativas en función de la posición estratigráfica, geomorfológica y ambiente sedimentario, se ha estudiado la efectividad de la datación mediante el método U/Th en los materiales afectados, tanto carbonatados como yesos inyectados en fracturas de los sedimentos cuaternarios. También se ha ensayado la viabilidad de la obtención de la polaridad magnética en los travertinos como complemento de las dataciones absolutas.

No todos los desplazamientos se han identificado a lo largo de la traza de la falla principal o bien en alguna de sus ramificaciones (*splays*), sino también en otras fallas que, localizadas dentro de la zona dañada (*damage zone*) en sentido amplio de la Falla de Socovos, pueden considerarse como fuera de secuencia.

## **5.2. Contexto geológico general**

La Falla de Socovos se sitúa en el sureste de la Península Ibérica, en la parte nororiental de la Cordillera Bética (Fig. 1). Esta estructura constituye el límite septentrional del Arco de Cazorla. A lo largo de su traza, su orientación varía desde noroeste-sureste en la parte occidental hasta este-oeste en su parte oriental. Separa diferentes dominios que componen las Zonas Externas Béticas, i.e. Prebético Externo, Prebético Interno y Subbético. Tiene una longitud cartográfica de más de 80 km, desarrollando una zona de falla con una anchura media de 200-300 m. El desplazamiento de marcadores paleogeográficos y estructurales, así como estructuras menores a lo largo de toda su traza indican inequívocamente un sentido de movimiento dextrorso.

La Falla de Socovos se ha dividido en segmentos en base a sus características geológicas y estilo de deformación (Sánchez-Gómez et al., 2010). Estos segmentos (Fig.1) son, de oeste a este el segmento de Molinicos, el segmento de La Abejuela, el segmento de Calasparra y el segmento de Cieza. El segmento de Molinicos representa la terminación occidental de la Falla de Socovos, donde el desplazamiento se amortigua y se produce una ramificación que desdibuja la zona de falla. El segmento de La Abejuela, muestra una zona de falla bien definida con una dirección N120°E que separa dos bloques con orientaciones estructurales perpendiculares, Prebético Externo al norte y Prebético Interno al sur. El segmento de Calasparra, caracterizado por la presencia de diques de lamproíta que intruyen la zona de Falla (Pérez-Valera et al., 2013), incluye el giro de la orientación de la traza y en él, aparece el Subbético en el bloque sur como lámina cabalgante sobre el Prebético Interno. El segmento de Cieza, de orientación N090°E constituye el límite oriental de la falla, donde el Prebético Interno al norte se pone en contacto con el Subbético al sur, mediante una amplia banda interpuesta de materiales triásicos que forman una estructura en flor positiva que aumenta de anchura hacia el este. En los dos segmentos occidentales toda la deformación expuesta en superficie dentro de la zona de falla se produce en el campo frágil. Por el contrario, en los segmentos orientales, mucha de la deformación que se observa es de carácter dúctil, estando asociada a evaporitas, especialmente yesos, del Triásico Sudibérico.

Además de la deformación de la zona de falla, se encuentran otras fallas de menor envergadura, aunque sus trazas pueden alcanzar algunos kilómetros de longitud. A priori, pueden agruparse estas fallas menores en dos conjuntos: aquellas que corresponden al juego de fracturas de una hipotética zona de cizalla que comprendiera en su interior al plano principal; y las que cortan al plano principal sin una relación genética evidente. Las primeras constituyen ramificaciones o relevos del plano principal, que en ocasiones responden a adaptaciones geométricas relacionadas con el cambio de dirección de la traza principal. Éstas pueden definirse mayoritariamente como fallas Riedel tipo X o R2, según la nomenclatura de Logan et al. (1979).

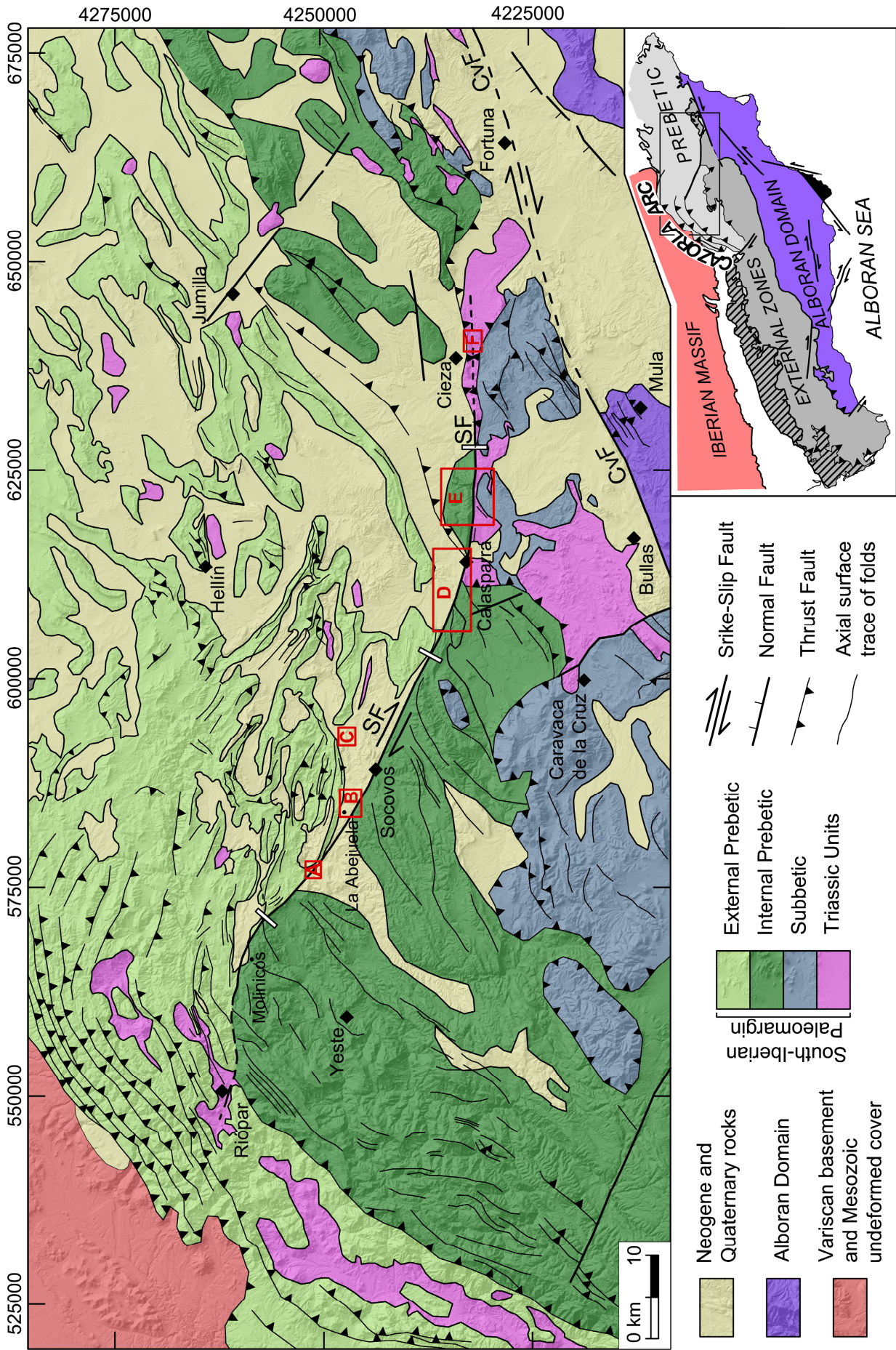


Fig. 1: Esquema tectónico de la Falla de Socovos. Los rectángulos huecos sobre la Falla indican los límites entre los segmentos. (SF: Falla de Socovos; CvF: Falla de Crevillente). Los recuadros A-F indican la localización de las evidencias de actividad reciente.

### **5.3. Evidencias de actividad reciente de la Falla de Socovos**

A lo largo de la Falla de Socovos se encuentran diversas formaciones sedimentarias cuaternarias que han sido deformadas de alguna forma en relación con la actividad de la falla. Esta deformación reciente se ha observado hasta ahora en los tres segmentos más orientales, que a su vez son los que presentan los mayores desplazamientos durante el Mioceno. La deformación reciente se describe siguiendo un orden geográfico de oeste a este, agrupándola según los cuerpos sedimentarios afectados y el tipo y/u orientación de las estructuras asociadas. Estos criterios permiten diferenciar cinco sectores.

La primera agrupación de afloramientos, situados en el segmento de La Abejuela, muestra diversos cuerpos de travertinos (A, B y C en Fig. 1) de similares características sedimentarias y posible edad relativa, que se encuentran cortados por el plano principal, que habría desplazado su fuente de alimentación o bien los habría basculado. El siguiente sector (D en Fig. 1), ya sobre el segmento de Calasparra, lo constituye un conjunto de abanicos aluviales sobre una depresión relativa, que favorece la sedimentación y que está afectada por fallas normales y de salto en dirección que forman un ángulo alto respecto a la Falla de Socovos. Un poco más al sureste, en el mismo entorno (D en Fig. 1), sedimentos aluviales se encuentran fuertemente basculados sobre la traza principal de la Falla de Socovos, presentando también otras evidencias de deformación reciente, como fallas menores estriadas y rellenas de yesos, y cantos estriados. El siguiente sector, todavía en el segmento de Calasparra (E en Fig. 1), lo forma un graben con una clara expresión geomorfológica, que condiciona el curso del río Segura y cuyas fallas desplazan la traza de la Falla de Socovos. Por último, en el segmento de Cieza (F en Fig. 1), se observan terrazas fluviales del Segura plegadas con un eje paralelo a la orientación de la Falla de Socovos, con discordancias angulares y fracturas rellenas.

#### **5.3.1. Travertinos de Almazarán, La Abejuela-Férez y La Herrada**

La evidencia más occidental de actividad reciente de la Falla de Socovos se encuentra en el segmento de La Abejuela, donde se depositaron travertinos ligados a surgencias que posiblemente estaban condicionadas por la Falla de Socovos. Estos travertinos forman diversos cuerpos que poseen una zonación de edades congruente con el desplazamiento de la falla, desde los más antiguos, Pliocenos, hasta los que son actualmente activos. Uno de estos cuerpos de travertinos, situado en el paraje de “Almazarán”, al noroeste de Letur, aparece fracturado y desplazado por la zona de falla (Fig. 2). El desplazamiento se produce a través de varias fracturas que tienen una geometría en relevo, acumulando un desplazamiento horizontal de aproximadamente 400 metros y un

desplazamiento vertical prácticamente nulo. Aunque no se han podido realizar dataciones sobre este cuerpo travertínico, se le ha asignado por posición estratigráfica la edad de Plioceno Superior a Pleistoceno (Jerez Mir, 1979), ya que se deposita sobre unidades Pliocenas. Teniendo en cuenta la edad más antigua considerada, se puede estimar una tasa de desplazamiento mínima de 0,10-0,15 mm/año, que es congruente con las tasas de desplazamiento esperables para esta zona (e.g. Nocquet, 2012) y que coincide con tasas estimadas por otros autores para esta falla (García-Mayordomo, 2005; Pérez-López et al., 2010). Sin embargo, si tenemos en cuenta, como se verá más adelante, que la deformación en el plano principal no afecta a los depósitos más recientes (Pleistoceno medio - Holoceno), las tasas de desplazamiento de la falla de Socovos durante el Plioceno - Pleistoceno inferior pudieron ser mayores.

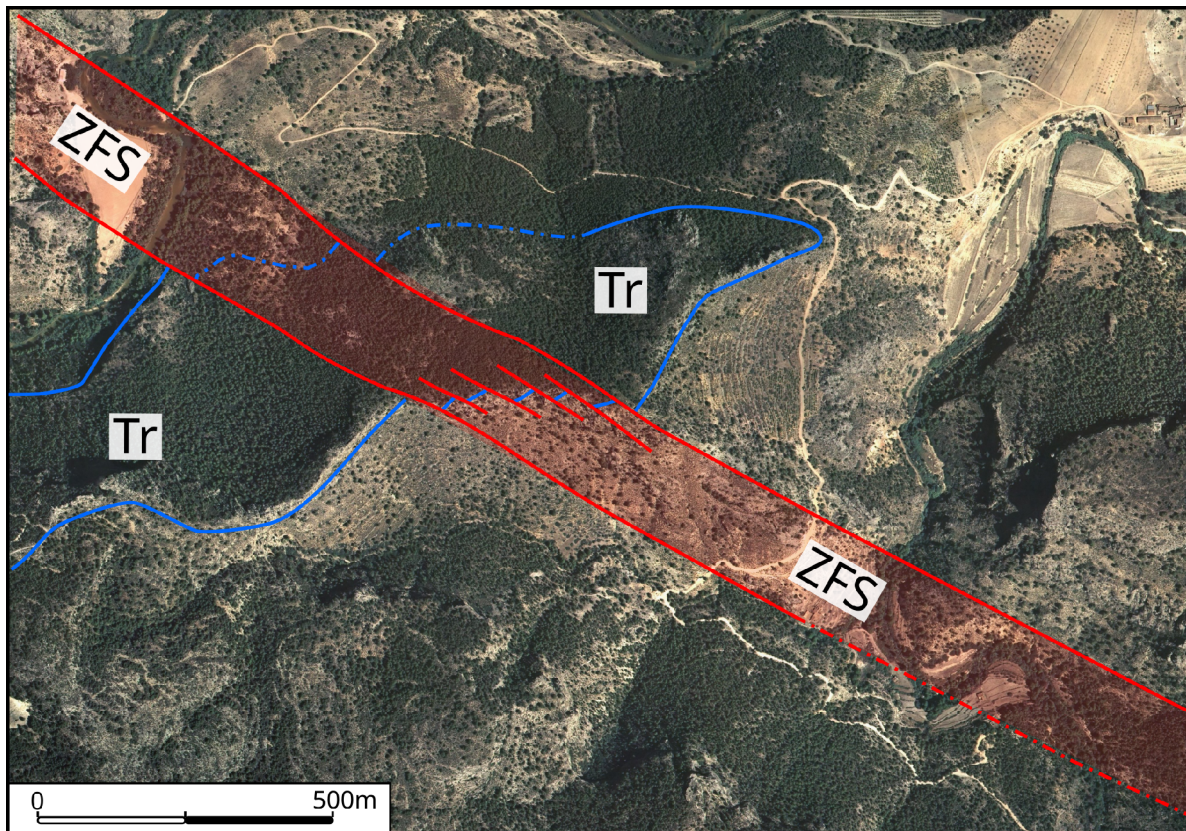


Fig. 2. Ortofotografía de los travertinos de Almazarán (Tr) cortados y desplazados en la zona de Falla de Socovos (ZFS) al norte de Letur. Localización A en Fig. 1.

Un poco más al este, en la localidad de Letur, una referencia a fallas normales que desplazan los cuerpos de travertinos sobre los que sitúa el pueblo (Rodríguez-Pascua, 1998), parecen corresponder a deslizamientos producidos por la inestabilidad del sustrato margoso sobre los que se asientan (Sánchez-Gómez et al., 2018).

Hacia la parte central del segmento se encuentran los travertinos de La Abejuela-Férez (Fig. 3). Los cuerpos de tobas calcáreas se sitúan inequívocamente sobre el bloque norte de la Falla de Socovos y su morfología sedimentaria indica que la surgencia que les dió origen se localizaba en la propia zona de falla (Sánchez-Gómez et al., 2012). Aunque se han citado en ellos fracturas con desplazamiento paralelas a la Falla de Socovos (Rodríguez-Pascua, 1998), durante este trabajo no se han encontrado evidencias de deformación tectónica. Sin embargo, una de sus características principales es la desconexión de estos cuerpos con su área fuente y el consecuente abandono de la actividad de depósito. Se han diferenciado dos cuerpos de travertinos con diferentes características geomorfológicas. El más elevado (825 m la meseta de coronación) y desconectado de toda posible fuente de agua es la meseta travertínica de Férez (Fig. 3), al SE de La Abejuela. Algo más bajo (culminación a 804 m) está el edificio travertínico sobre el que se sitúa la propia aldea, del que parten varios lóbulos alargados, algunos de los cuales se pueden considerar parcialmente activos a través del regadío tradicional.

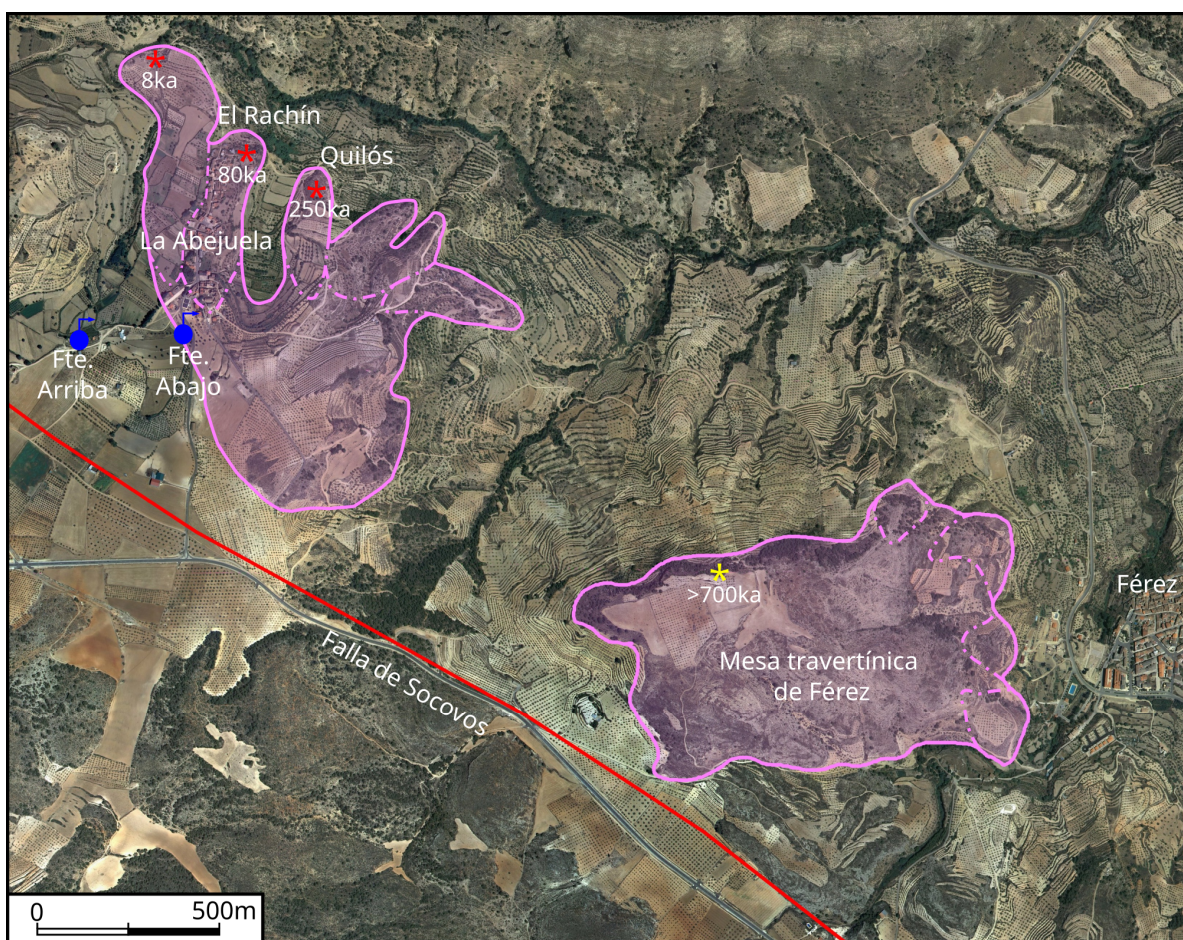


Fig. 3. Ortofotografía mostrando los travertinos de Férez y La Abejuela. \* Muestras datadas mediante el método U/Th; \* Muestras datadas de manera relativa mediante paleomagnetismo. Los trazos discontinuos marcan los lóbulos de travertinos identificables. Localización B en Fig. 1.

De los diferentes lóbulos que forman el edificio occidental, se han realizado dataciones mediante el método U/Th en oncolitos localizados en los parajes de “Quilós” y “El Rachín”, y la base de un espeleotema en una cavidad de las facies de cascada del lóbulo más occidental. Las edades obtenidas muestran un abandono progresivamente más joven hacia el oeste (Fig. 3; Quilós: ~250 ka, El Rachín-este: ~90 ka, y El Rachín-oeste: ~8 ka). La última edad, que podría corresponder a una concreción posterior a la fase principal de la formación de la cascada, es confirmada, sin embargo, por la inclusión en la toba de fragmentos de cerámica, lo que indicaría que seguía formándose travertino después del 2000-3000 a.C. (~5 ka), edad en la que se generalizó el uso de la cerámica en la Península Ibérica.

En la mesa travertínica de Férez, previendo edades por encima del límite de detección para dataciones por U/Th, se obtuvieron muestras orientadas en la cascada de carbonatos masivos de grano fino para obtener una polaridad paleomagnética. Las muestras analizadas dieron buena señal, con polaridades inversas, lo que implica una edad anterior a 770 ka.

Suponiendo que el origen de los travertinos está asociado al desagüe del acuífero del Prebético Interno en la intersección de sus estructuras con la Falla de Socovos (Sánchez-Gómez et al., 2012), el abandono de la Mesa de Férez y el paso al cuerpo de La Abejuela puede atribuirse a un desplazamiento del punto de desagüe congruente con el movimiento de la falla durante el Pleistoceno inferior-medio. Para la evolución y abandono de los sucesivos lóbulos que conforman el travertino de La Abejuela, a pesar de existir esta misma correlación, es complicado invocar un origen tectónico, pues la propia evolución sedimentaria del edificio o pequeñas migraciones del punto de surgencia pueden haber causado este efecto.

Otro rasgo de deformación reciente se observa en los travertinos del Cortijo de la Herrada, situado unos 4 km al noreste de Socovos (Fig. 4A). Se trata de un edificio travertínico donde dominan ampliamente las facies de oncolitos, cuyo tamaño máximo puede superar los 5 cms de diámetro, aunque también se presentan facies de tallos y de cascadas verticales (Fig. 4B). Los travertinos se sitúan estratigráficamente por encima de una unidad continental dominada por depósitos aluviales (conglomerados, brechas y arenas) y ampliamente extendida al suroeste. El rasgo más llamativo que se observa en el travertino del Cortijo de la Herrada es el basculamiento de todo el edificio, que se presenta buzando una media de 34° hacia el norte, formando una alineación de dirección este-oeste que supera el kilómetro de extensión, donde prácticamente lo que predominan son las facies de oncolitos. La presencia de facies de cascada, en el sector oriental del cuerpo, inclinadas y perpendiculares al buzamiento; y la abundancia de las facies oncolíticas (Fig. 4C),

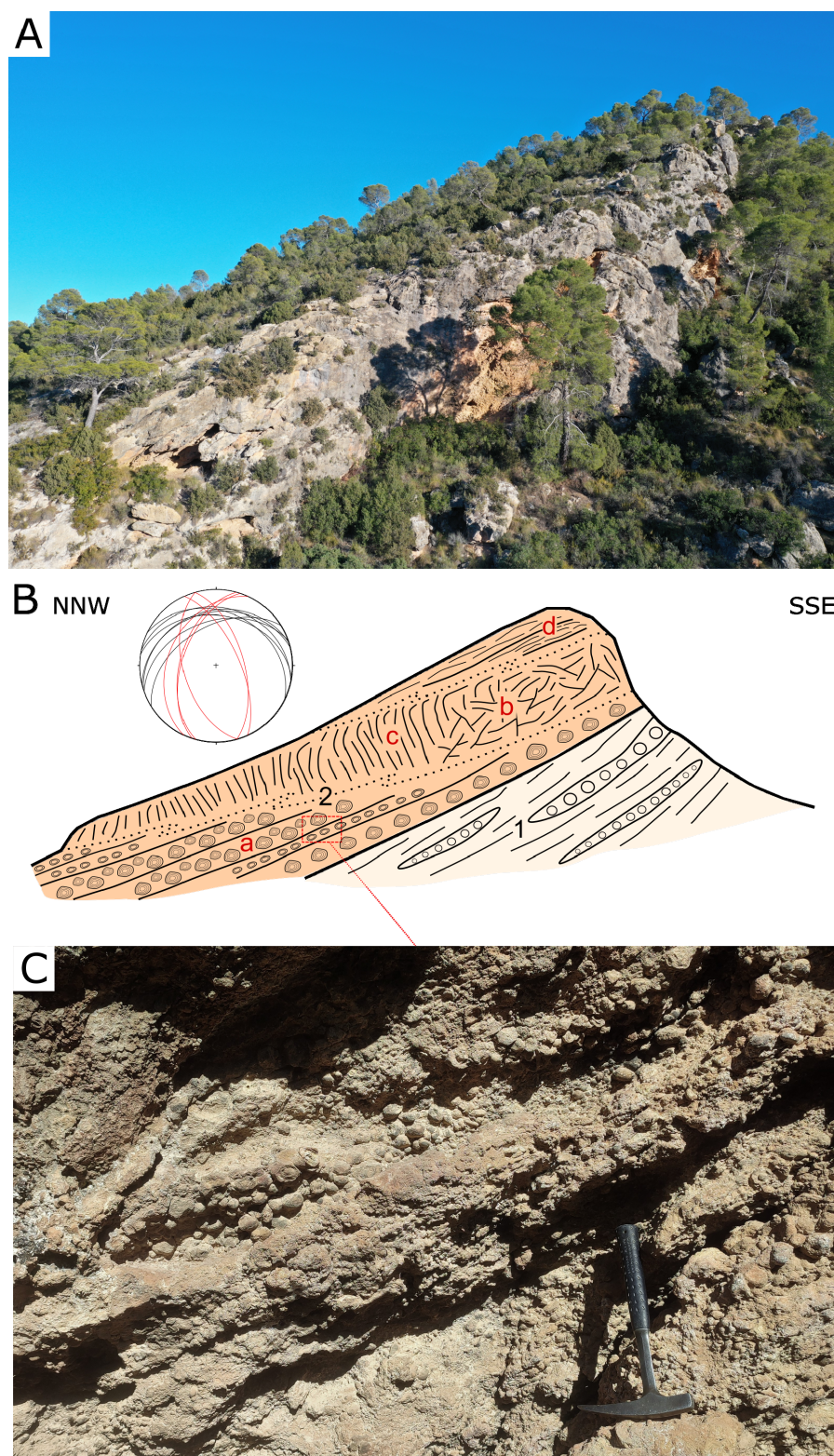


Fig. 4. Travertinos basculados en el cortijo de La Herrada. Localización C en Fig. 1. A: Fotografía panorámica del afloramiento. B: Esquema de la organización interna de los depósitos travertínicos (2) sobre una unidad detrítica continental (1). a: facies oncolíticas; b: facies de tallos; c: facies de cascada; d: facies de lagoon. Diagrama estereográfico (en negro estratificación, en rojo diaclasado). C: Detalle de las facies de oncolitos.

normalmente desarrolladas en charcas, hacen pensar que el buzamiento actual no corresponde a la pendiente original y, por tanto, todo el cuerpo debe de haber sido basculado tectónicamente. Además, se han localizado numerosas diaclasas espaciadas en dos familias, cuyas orientaciones son: N020°E/60NW y N150°E/60 NE (Fig. 4B). Al localizarse este edificio unos 4 km al norte de la traza principal de la Falla de Socovos, la deformación parece estar más relacionada con una estructura menor que parte de la Falla de Socovos en las cercanías de La Abejuela y discurre de forma subparalela al sistema principal, la Falla del Almirez. En este sentido, la relación de la Falla del Almirez con la Falla de Socovos es inequívoca, mostrando también diapirismo triásico y vulcanismo lamproítico (Sánchez-Gómez et al., 2015), rasgos típicos de la Falla de Socovos.

### 5.3.2. Fallas del Campillo y Cañaverosa

En las proximidades del afloramiento Río Benamor, sobre la traza de la Falla de Socovos al oeste de Calasparra, existe una zona singular con abanicos aluviales activos que coalescen (paraje “El Campillo”, Fig. 5), sobre los que no se observa deformación en la traza principal. En la parte nororiental de este complejo de abanicos se observan pequeñas fallas que forman un ángulo elevado respecto a la dirección principal de la Falla de Socovos (Fig. 5B). Una de estas fallas, denominada Falla del Campillo (Pérez-Valera et al., 2014), corta y desplaza las partes distales de este complejo de abanicos, creando una zona deprimida donde se produce sedimentación actualmente. La Falla del Campillo, aunque no permite la observación directa de su plano ni de su estría, tiene una clara expresión geomorfológica como se muestra en el MDT y el perfil topográfico (Fig. 5). Además, se observan evidencias de al menos un episodio de encajamiento y relleno sobre la superficie del abanico, lo que evidencia cambios locales en el nivel de base de la sedimentación, producidos muy posiblemente por la actividad de esta falla. Al noroeste de la Falla del Campillo se encuentra otra falla, de geometría conjugada, denominada como Falla de Cañaverosa (Pérez-Valera et al., 2014). La Falla de Cañaverosa muestra a su vez dos planos conjugados con estrías y sentido de movimiento sinistorsor en el Arroyo de las Murtas (Fig. 6A). Presenta una orientación media N025°E para ambos planos con buzamientos medios de 55° NO y 77° SE; y estrías con una inclinación sistemática de 12° hacia el NE (Fig. 6C). Se han realizado dataciones sobre el caliche que corona el relleno de la cuenca y aparece desplazado por la falla de Cañaverosa, arrojando una edad máxima, incluyendo el error, de aproximadamente 200 ka mediante el método U/Th. Teniendo en cuenta este marcador, se puede medir un salto normal de 4 metros, aunque considerando el desplazamiento en la dirección de las estrías, el salto neto (normal-sinistorsor) calculado sobre el plano es de aproximadamente 19 metros y la tasa mínima de desplazamiento de la falla de 0,10 mm/año, congruente con las tasas estimadas para las fallas de esta región (García-Mayordomo, 2005; Pérez-López et al., 2010; Sánchez-Gómez et al., 2010).

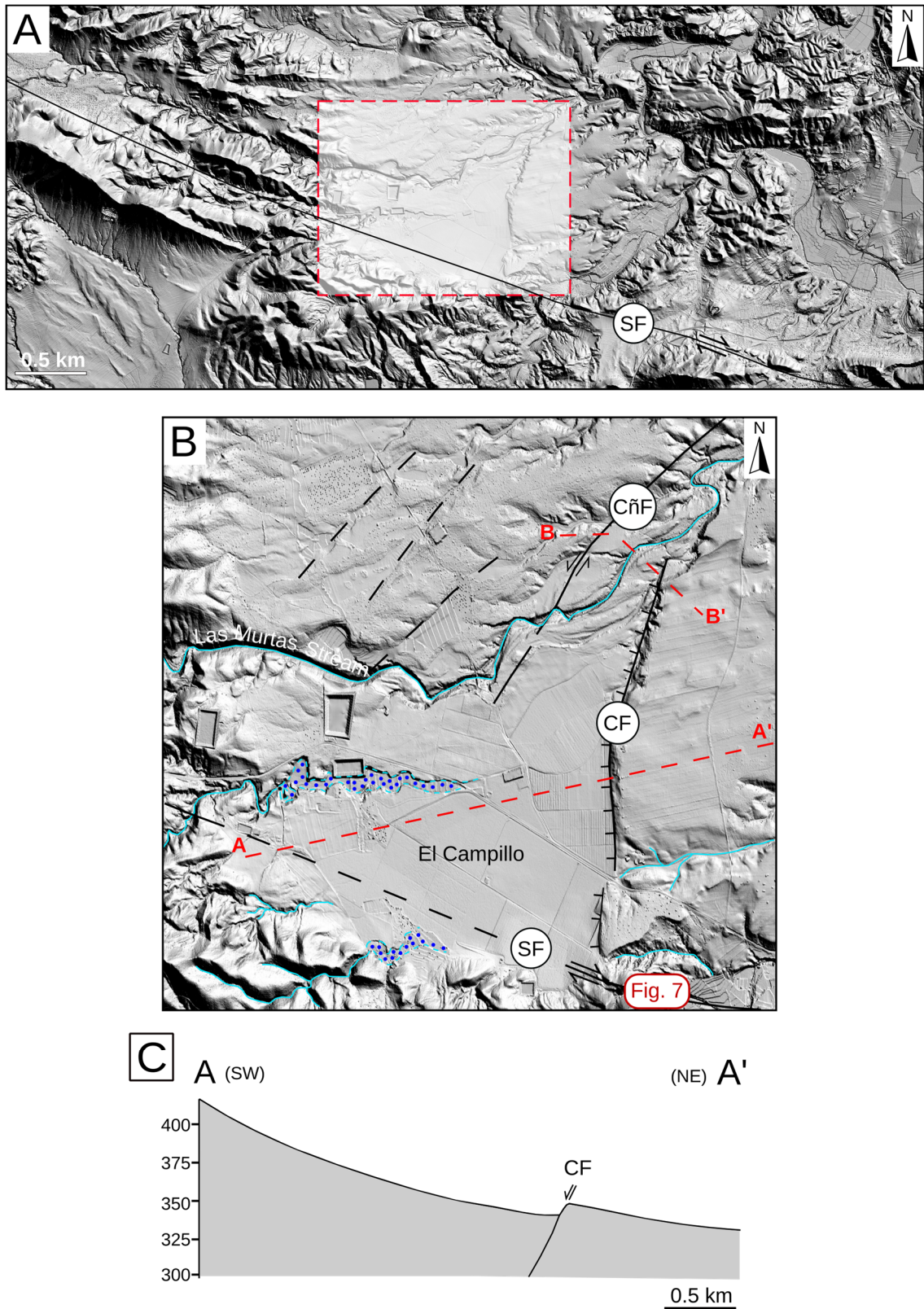


Fig. 5. A: Modelo digital del terreno del segmento al oeste de Calasparra por donde discurre la Falla de Socovos (FS). Localización D en Fig. 1. B: MDT del sistema de abanicos aluviales de El Campillo. Se muestran las fallas del Campillo (CF) y Cañaverosa (CñF) y la orientación de dos perfiles topográficos a través de cada falla. C: Perfil topográfico que muestra la superficie de los abanicos aluviales desplazada por la Falla del Campillo.

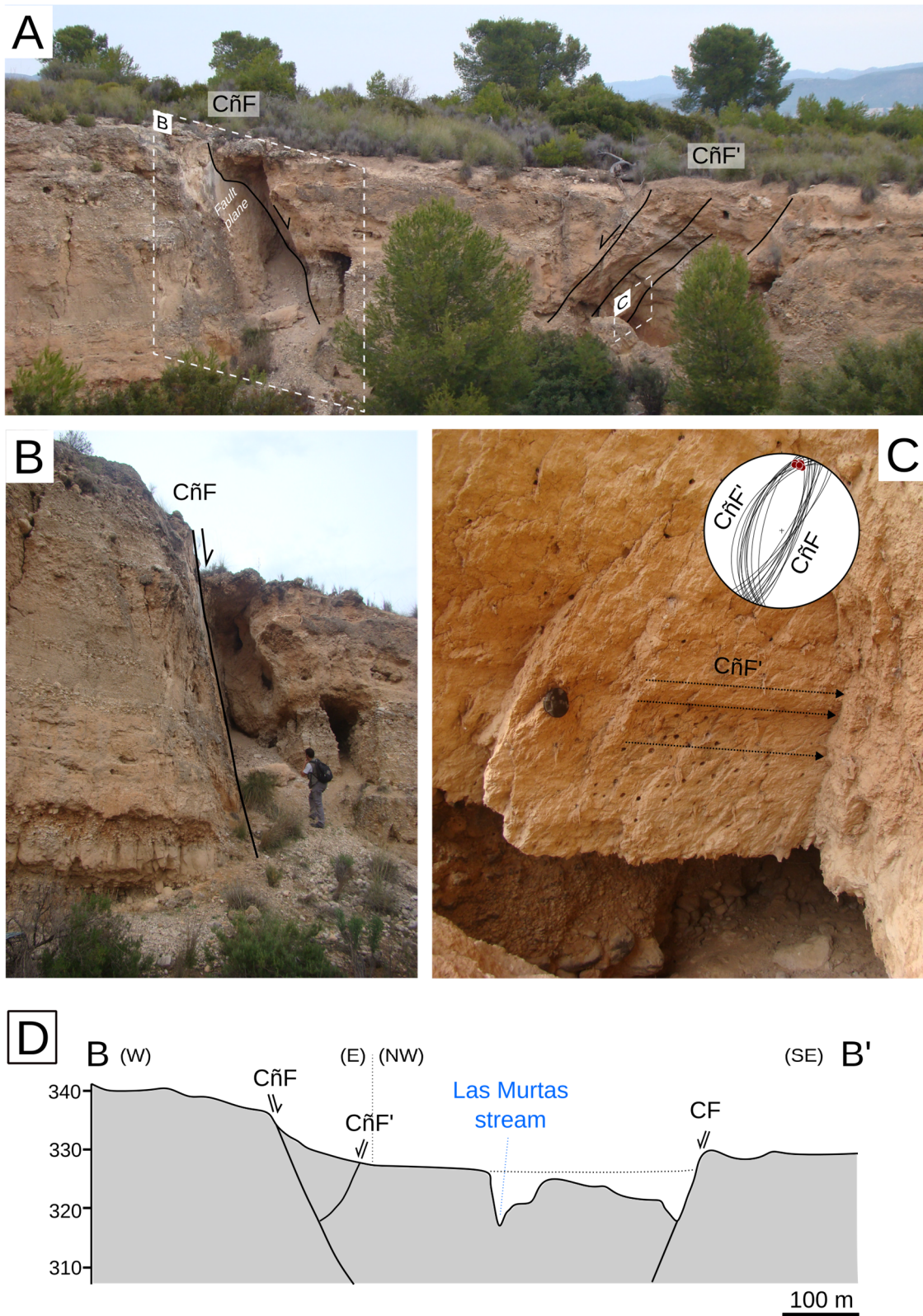


Fig. 6. A: Fotografía de la Falla de Cañaverosa vista en el Arroyo de las Murtas. B: Detalle del plano principal de la Falla de Cañaverosa (CñF). C: Fotografía del plano de falla de la falla conjugada (CñF') y estereograma mostrando la orientación de las fallas y estrías. D: Perfil topográfico con indicación del graben formado entre la Falla de Cañaverosa y la Falla del Campillo (CF), localizado en Fig. 5.

### **5.3.3. Materiales aluviales basculados en el Río Benamor**

Al sureste del afloramiento anterior, también en el segmento de Calasparra, se han encontrado evidencias de deformación reciente relacionadas con la actividad de la zona de falla de Socovos, en el sector de la presa del Río Benamor (Fig. 7). Aquí, la Falla de Socovos muestra unas características cinemáticas más propias de falla inversa, aunque también se observan planos con un movimiento lateral oblicuo importante (Fig. 7B y C).

El encajamiento del Río Benamor, aguas abajo de la presa, ha permitido mostrar un corte excepcional donde se observan materiales sedimentarios de origen aluvial que se pliegan y aparecen cortados por la zona de falla. Estos sedimentos corresponden a una unidad ampliamente desarrollada en todo el bloque norte de la Falla de Socovos. En este sector esta unidad está compuesta por una sucesión de conglomerados y areniscas de origen fluvial, intercalados entre limos rojizos con abundante desarrollo de paleosuelos y delgados niveles de brechas. La edad de esta unidad no se conoce, ya que las muestras tomadas en mineralizaciones de yeso sobre pequeños planos de falla y analizadas mediante el método U/Th, quedan fuera de rango ( $> 600$  ka), por lo que su edad debe estar comprendida entre el Plioceno (s.l.) y el Pleistoceno Inferior.

La deformación de la unidad aluvial se manifiesta claramente con un fuerte basculamiento de la estratificación justo en las cercanías de la zona de falla, llegando a alcanzar buzamientos superiores a  $70^\circ$ , pero que rápidamente va disminuyendo hasta encontrarse prácticamente horizontal en pocos metros, sugiriendo una geometría de discordancia progresiva (Fig. 7A y C). Otras estructuras menores son el desarrollo de pequeñas fallas de salto centimétrico y régimen inverso en los propios materiales aluviales, con movimiento del bloque de techo hacia el noreste (Fig. 7D). En los niveles conglomeráticos se observa la presencia de abundantes clastos fracturados por planos de dirección aproximada  $N170^\circ E$  y frecuentemente estriados y con huellas de presión (Fig. 7E), con direcciones dispersas de las estrías y desarrollo preferente de huellas de presión en orientaciones que oscilan entre  $N010^\circ$ - $N030^\circ E$ . También se observa un diaclasado formado por dos familias de diaclasas ( $N140^\circ E$  y  $N30^\circ E$ ) que pueden llegar a ser penetrativas en determinados sectores.

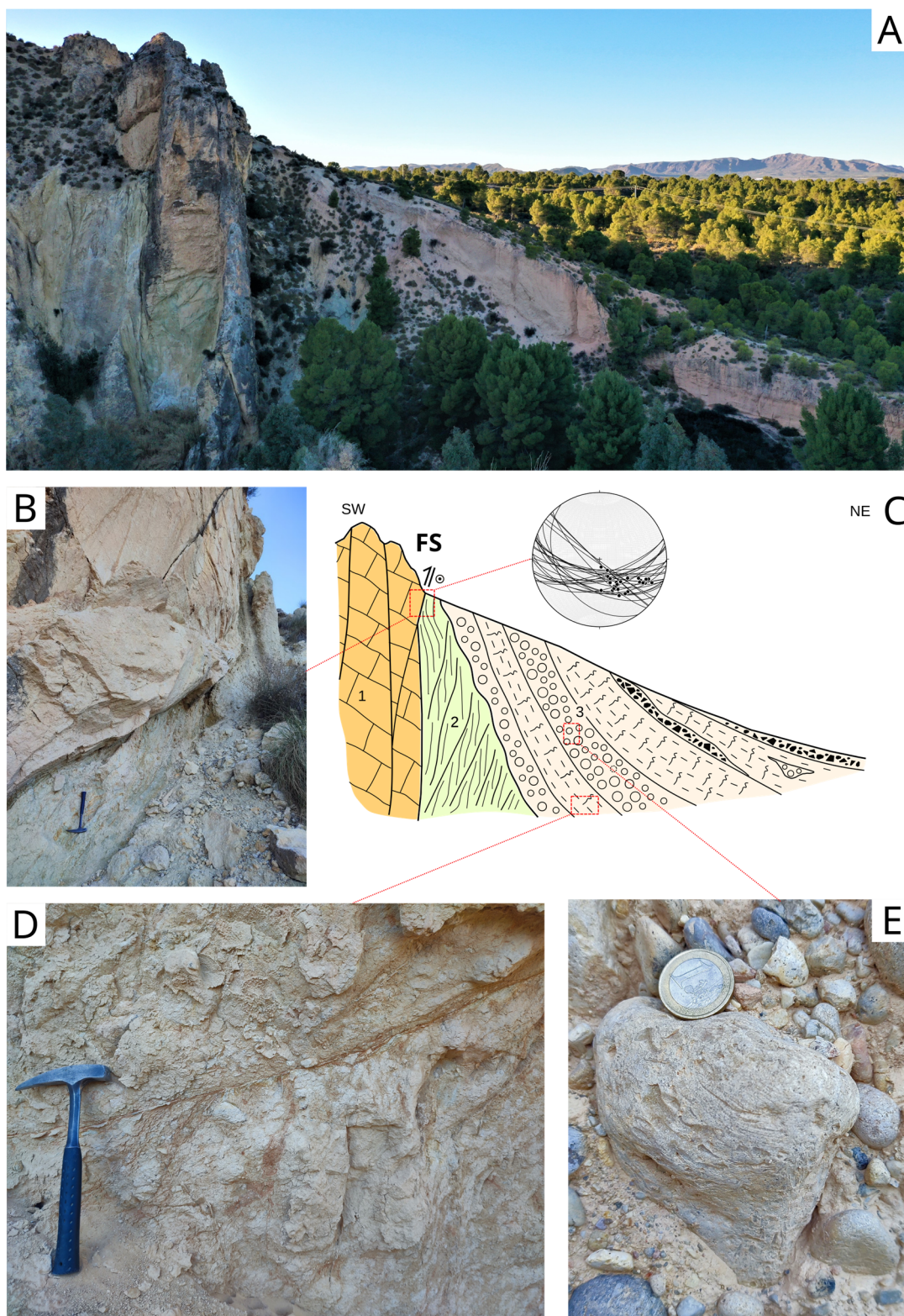


Fig 7. Falla de Socovos en el sector de la presa del río Benamor. Localización en Fig. 5B. A: Panorámica del afloramiento. B: Detalle del plano de falla principal. C: Esquema geológico sobre la panorámica A y estereograma (planos de falla y estrías). D) Detalle de las fallas inversas en los depósitos aluviales. E) Detalle de los cantos estriados y sombras de presión en los niveles de conglomerados de los depósitos aluviales. 1: Calizas bioclásticas del Eoceno; 2: Margas del Mioceno medio; 3: Depósitos aluviales Plio-Pleistocenos; FS: Falla de Socovos.

#### **5.3.4. Graben del Almadenes**

En la parte este del segmento de Calasparra al norte del Embalse de Alfonso XIII (Fig. 8A y B; Fig. 9A), un indicio de actividad reciente asociada a la Falla de Socovos es la estructura en graben en la cual se encuentra el inicio del Cañón de Almadenes. Esta estructura con expresión geomorfológica clara ha producido el hundimiento de un gran bloque a favor de dos sistemas de fallas normales (graben de Almadenes). Estos sistemas de fallas cortan y desplazan al plano principal de la Falla de Socovos (Sánchez-Gómez et al., 2011), y puede estimarse un salto vertical aproximado de 200 m., calculado a partir de marcadores estratigráficos de la serie Prebética (Fig. 8C). No se puede calcular el valor del desplazamiento total acumulado durante el Cuaternario ya que no existen depósitos cuaternarios sobre los bloques de muro situados en los extremos del graben, aunque sí se puede deducir que su movimiento ha sido importante después del Tortonense inferior.

El sistema de fallas que controla el borde oeste del graben tiene una dirección que varía entre N025°E y N060°E, siendo la dirección N035°E la dirección media, que es la de la falla principal de este borde (Fig 8C). El buzamiento del plano es alto, de 70-80° de media, hacia el sureste, y muestra estrías en buzamiento o con un cabeceo >80°, con régimen normal y hundimiento del bloque sureste. Se han localizado algunos afloramientos donde se observan sedimentos recientes (Fig. 9B), formados por brechas de ladera cementadas, deformados y fallados en el contacto con el plano (Fig. 9C). Estos materiales no han podido ser datados, pero muy cerca de este sistema de fallas, en el interior del graben, se ha datado un terremoto ocurrido entre 4700-2100 años BC en el Abrigo del Pozo, registrado como consecuencia del colapso del techo rocoso (Sánchez-Gómez et al., 2011) y que podría estar relacionado con la actividad de estas fallas.

El borde oriental del graben de Almadenes es algo más complejo, y está formado por un sistema de fallas con direcciones N150°E, N005°E y N020°E y buzamiento al oeste. Aunque el hundimiento del bloque occidental es evidente por criterios estratigráficos y geomorfológicos, solamente se han observado estrías de salto en dirección y movimiento dextroso en las fallas de dirección N150°E, que además desplazan la traza principal de la Falla de Socovos, de dirección este-oeste en esta zona, al oeste del Embalse del Quípar (Fig. 8B).

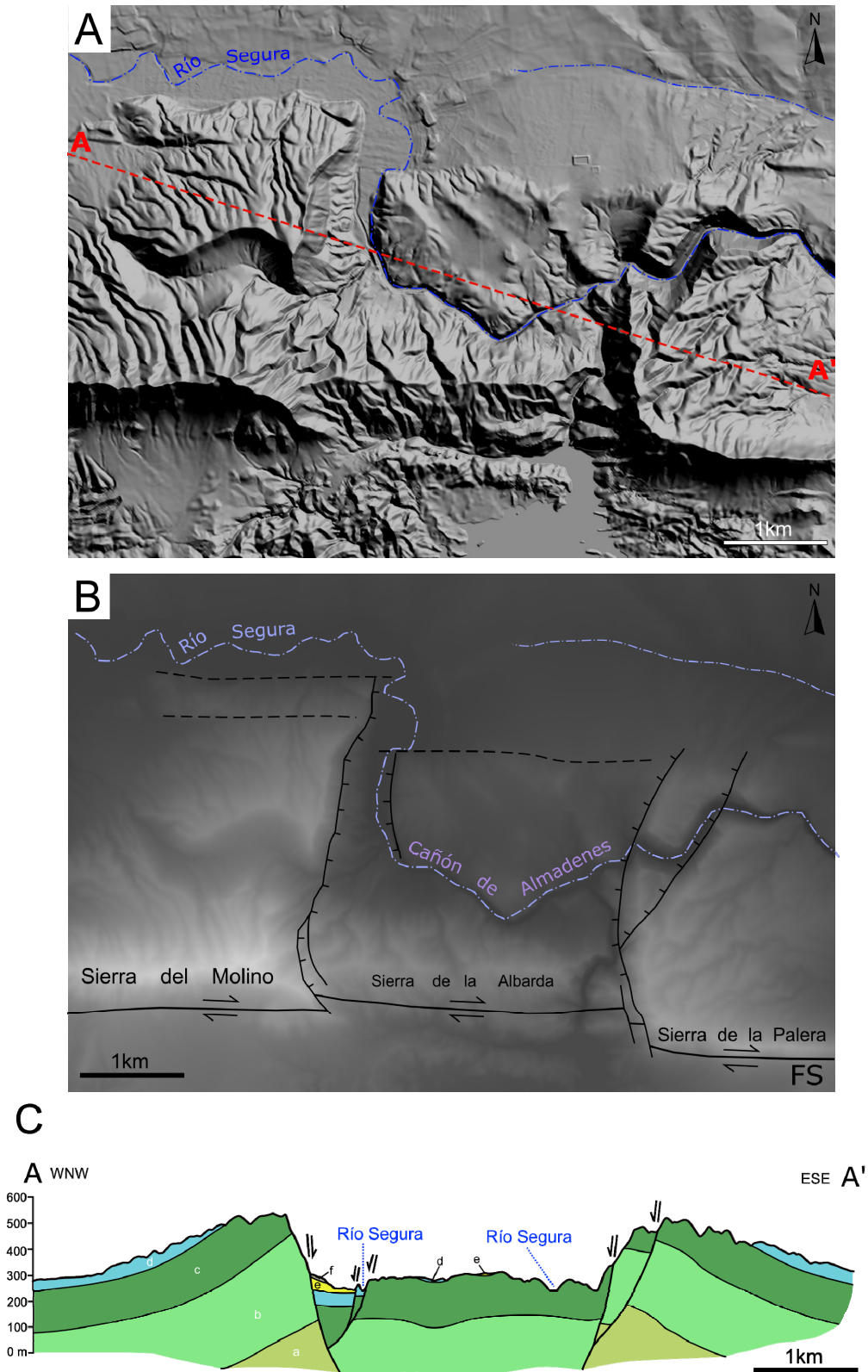


Figura 8. Estructuras asociadas al graben del Almadenes. A: Modelo digital del terreno, correspondiente a la localización E en Fig. 1. B: Modelo de sombras indicando las estructuras tectónicas más importantes. C: Corte geológico mostrando el sistema de fallas normales que genera el graben del Almadenes.

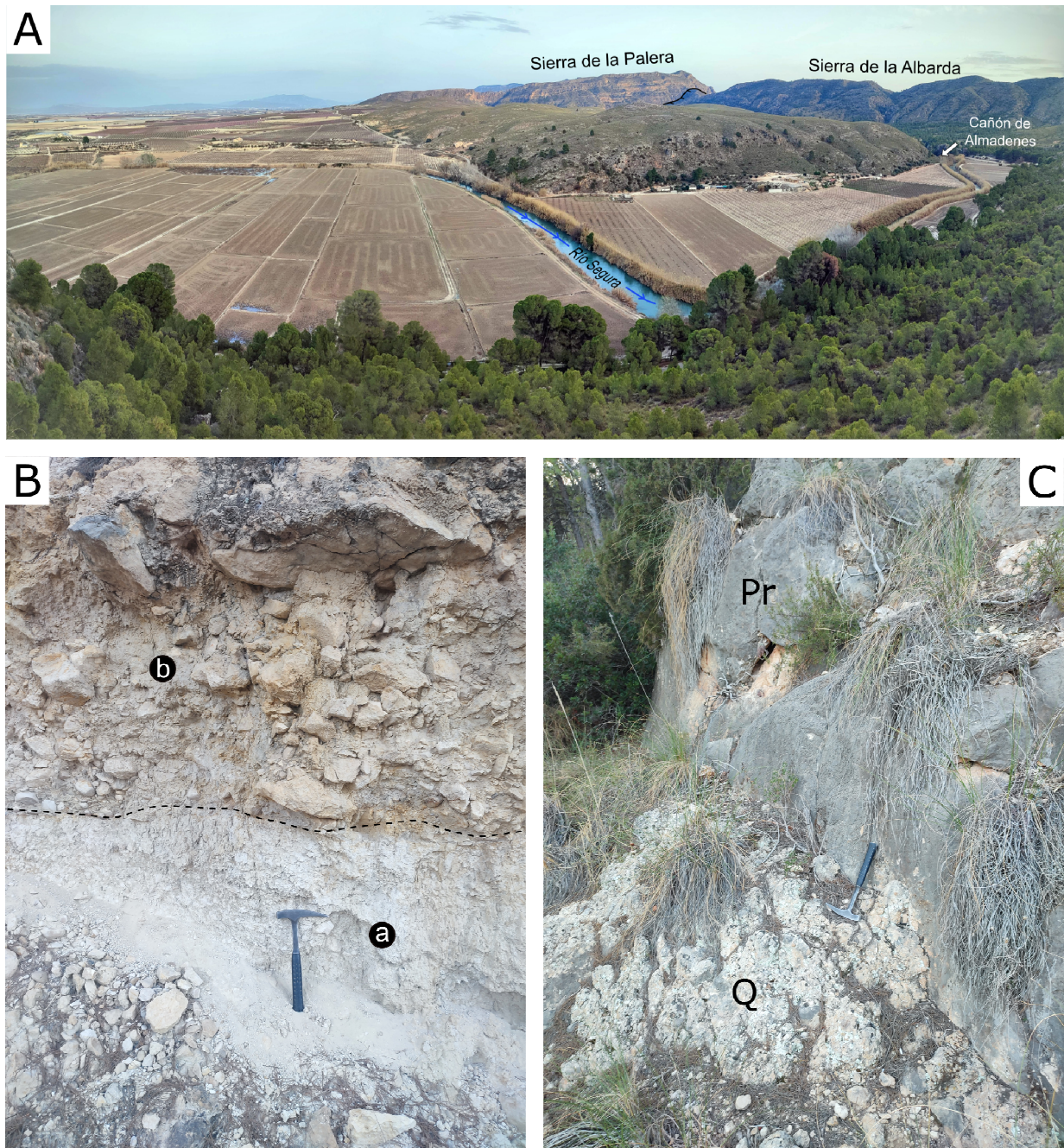


Fig. 9. A: Panorámica del graben del Almadenes, vista hacia el este. B: Sedimentos recientes en el bloque hundido. a: limos con gasterópodos; b: brechas de ladera. C: Fotografía de la falla occidental del graben. Pr: dolomías del Cretácico Superior del Prebético. Q: brechas de ladera del Cuaternario.

### 5.3.5. Terrazas fluviales deformadas en la Rambla del Moro

En el segmento de Cieza, el más oriental de la Falla de Socovos, las deformaciones recientes más evidentes corresponden a levantamientos y pliegues suaves que afectan a las terrazas fluviales del Río Segura en el sector de la Rambla del Moro (al este de Cieza), con movimientos verticales de orden métrico (Fig. 10). Estas terrazas fluviales se depositan de forma discordante principalmente sobre materiales arcillo-yesíferos del Triásico (Fig. 10A y B), aunque también se encuentran en el sector materiales del Cretácico y del Eoceno (Fig. 10D), fuertemente deformados debido a la actividad de la Falla de Socovos (Pérez-Valera, 2005).

Los materiales cuaternarios deformados son conglomerados redondeados, clasto-soportados, que presentan algunas intercalaciones decimétricas de areniscas. Su potencia se estima en al menos 20 metros. Se observan estructuras sedimentarias tractivas, rellenos de pequeños paleocanales y estratificación cruzada en las areniscas, indicando que se trata de depósitos fluviales. En los lugares donde no existe deformación, la base de esta unidad se encuentra a unos 15-20 metros topográficamente por encima del nivel actual del Río Segura, que actualmente discurre muy cerca de la zona, por lo que probablemente estos depósitos se puedan relacionar con la actividad fluvial del Río Segura, como se observa en otros sectores aguas arriba, donde se han diferenciado dos niveles de terrazas fluviales a +75 y +25 m por encima de la cota topográfica del río (Pérez-Valera et al., 2012, informe inédito). La edad de estas rocas no ha podido ser estimada por métodos de datación absoluta, aunque se pueden atribuir al Pleistoceno superior, por la altura respecto al cauce en comparación con otras terrazas definidas en la cuenca del Segura (González Hernández et al., 1997; Bardají et al., 1995).

La estructura reciente más llamativa y visiblemente más continua en todo este sector es un sinforme muy abierto que afecta a los materiales fluviales, cuyo eje tiene una dirección aproximadamente este-oeste (N087°E) y plano axial prácticamente vertical. El buzamiento puede llegar a los 45° como máximo en ambos flancos (Fig. 10C y F), aunque excepcionalmente, a lo largo de la Rambla del Moro se han encontrado sectores donde la estratificación de los materiales conglomeráticos puede alcanzar un buzamiento de hasta 60°. Otras estructuras significativas son la presencia de una discordancia angular a techo de la secuencia conglomerática, que muestra una diferencia de 15° menos en el buzamiento respecto a la secuencia inferior (Fig. 10E), y la existencia de dos familias de diaclasas, con orientaciones N110°E y N080°E, y planos que buzán 80-85°, muy espaciadas.

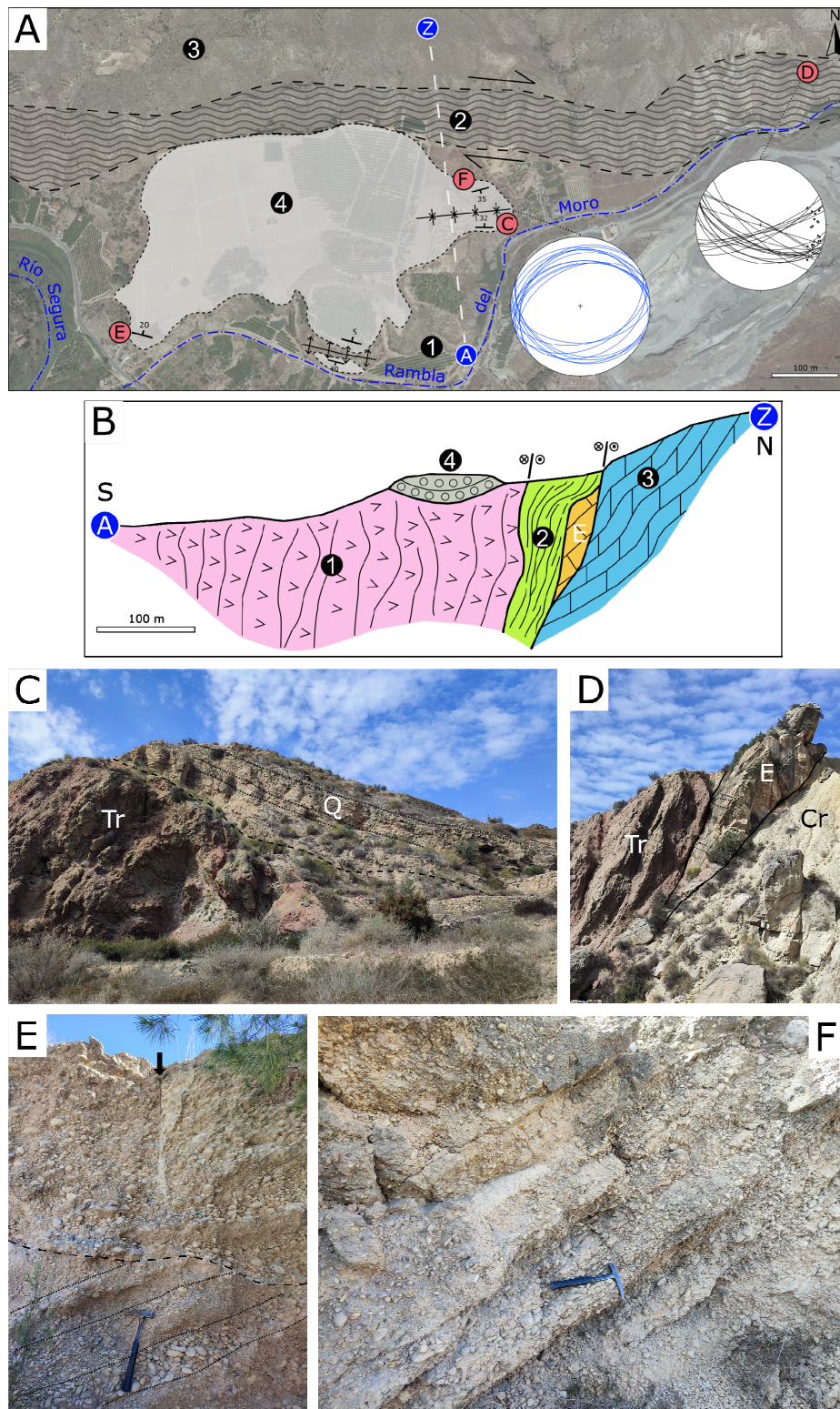


Fig 10. A) Mapa de la localización de los depósitos fluviales deformados en la Rambla del Moro. Localización F en Fig. 1. Estereograma de los planos de estratificación de la terraza fluvial (en azul) y de las fallas y estrías en la Falla de Socovos (en negro); (1) Brechas yesíferas del Triásico, (2) Zona de Falla de Socovos, (3) Bloques Jurásicos, (4) Terraza cuaternaria. B) Corte geológico de la Rambla del Moro (E: Eoceno). C) Vista del flanco sur de la terraza (Tr: Triásico, Q: Cuaternario). D) Detalle de la zona de falla principal (E: Eoceno, Cr: Cretácico). E) Detalle de la discordancia angular a techo de la secuencia fluvial, con indicación de una diaclasa rellena de carbonato (flecha). F) Aspecto del flanco norte del pliegue desarrollado sobre los sedimentos fluviales.

#### 5.4. Discusión

La Falla de Socovos es una de las estructuras que configuran durante el Mioceno la Cordillera Bética en su parte oriental. Su papel durante este periodo se describe en los trabajos regionales realizados en el marco de la cartografía MAGNA (Jerez-Mir, 1973; Rodríguez-Estrella, 1979), que la consideraban inactiva a partir del Tortoniense. Es precisamente durante el Tortoniense cuando la Falla de Socovos adquiere características singulares con el emplazamiento distribuido en la zona de falla de multitud de diques y volcanes de lamproitas, lo que sugiere que está en relación con una discontinuidad de gran importancia a nivel litosférico (Pérez-Valera et al., 2013). Después de la intrusión de los diques, la actividad post-Tortoniense de la falla continuó durante un periodo indeterminado a través de diferentes estilos de deformación (Pérez-Valera et al., enviado). Aunque la deformación no fué tan intensa, la información paleomagnética que proporcionan los diques de Lamproitas indican que mantuvo un régimen cinemático similar al que poseía en el clímax, al contrario del cambio brusco de paleoesfuerzos que se había propuesto anteriormente (Martín-Velazquez, 1998).

En la actualidad, el campo de esfuerzos y la cinemática propuesta para las fallas activas en las Béticas orientales sugieren un esfuerzo máximo horizontal ( $\sigma_{\text{hmax}}$ ) con una componente prácticamente N-S (Palano et al., 2013) o NNW-SSE (Borque et al., 2019), ante el cual y por su orientación, la Falla de Socovos quedaría bloqueada como falla de salto en dirección en gran parte de su recorrido. Nuestra investigación muestra que al menos durante el Plioceno, la Falla de Socovos seguía siendo activa esencialmente dextra, como atestiguan los travertinos deformados del Almazarán y la fuente desplazada de La Abejuela, en un contexto de levantamiento regional y encajamiento de las cuencas lacustres, en donde el bloque sur se eleva relativamente algo más que el bloque norte (Jerez Mir, 1973). Esta deformación no se limitaría a la traza de la falla principal, ocasionando importantes basculamientos en sectores separados algunos kilómetros de la traza principal, como en La Herrada.

En el río Benamor, sedimentos aluviales que se acumulan en el bloque norte de la Falla de Socovos, de edad estimada Plioceno-Pleistoceno inferior, aparecen deformados con estrías horizontales. Sin embargo, la mayor parte de la deformación corresponde a una falla inversa que bascula los sedimentos y genera cantos estriados congruentes con compresión N-S. Podría considerarse por tanto este afloramiento como ilustrativo del momento que el movimiento lateral de la falla se bloquea.

Posteriormente, es decir desde el Plioceno hasta la actualidad, la tectónica activa observada se manifiesta de dos formas, como fallas normales N-S que llegan a cortar al plano principal y desplazarlo, formando pequeños grabens, como en los sectores de El Campillo y Almadenes, y como pliegues de dirección E-W. Ambos conjuntos de estructuras serían compatibles con el régimen actual de esfuerzos (Palano et al., 2013; Borque et al., 2019), con un acortamiento N-S (pliegues) y por tanto con una posible extensión concomitante de dirección E-W (fallas normales). Incluso fallas con una orientación intermedia (N025°E, como la falla de Cañaverosa en el sector de El Campillo muestra un desplazamiento transtensional sinistrorso, compatible con esta situación de esfuerzos.

El cambio de la cinemática de la Falla de Socovos en el tiempo parece producirse también en el espacio. Los movimientos dextrorsos plio-cuaternarios se limitan al segmento de la Abejuela, mientras que Pliegues y fallas normales transversales se concentran en la parte más oriental orientada N090°E. El segmento de Calasparra, donde se ubica la flexión de la traza posee ambos tipos de estructuras. Parece por tanto que la orientación ha desempeñado un papel decisivo en el comportamiento de cada segmento, manteniendo más tiempo el desplazamiento dextro para la parte de la falla orientada N110-120°E en un momento donde el papel del roll-back hacia el oeste (e.g. Mancilla et al., 2018; Spakman et al., 2018; Negredo et al., 2020) daba paso en las Béticas Orientales al predominio de la componente de la colisión Nubia-Eurasia.

Las tasas de desplazamiento dextro para el Plioceno, si se considera que este movimiento se bloquea a partir del Cuaternario, son como mínimo de 0,15 mm/a. El desplazamiento de las fallas normales transversales es, donde se ha podido estimar la edad, de un valor algo menor, en torno a 0,1 mm/a. En cualquier caso, estos valores no pueden extrapolarse a la propia Falla de Socovos, como se hace en la base de datos pública sobre fallas activas cuaternarias de Iberia (QAFI; García Mayordomo et al., 2012 y 2015), sino que corresponden a fallas con longitudes mucho menores, en torno a 4 km, y por tanto con potenciales sísmicos sensiblemente más pequeños que los asignados a la Falla en trabajos previos que la consideran en su conjunto suponiendo segmentos activos de más de 30 km (Pérez-López et al., 2010). Las magnitudes potenciales según las ecuaciones empíricas existentes (Wells y Coppersmith, 1994), apuntan a magnitudes algo menores, como la deducida para el paleoterremoto descrito en la región (Sánchez-Gómez et al., 2011) y en consonancia con la sismicidad instrumental registrada hasta ahora.

## 5.5. Conclusión

Se describe la transición en el cambio de régimen cinemático de la Falla de Socovos en la Cordillera Bética oriental. Este cambio puede ser atribuido a la pérdida de influencia del proceso de *roll-back*, cuyo punto activo ha ido trasladándose progresivamente hacia el oeste hasta situarse en la actualidad en la vertical del Arco de Gibraltar. La edad de este cambio puede estimarse, a falta de dataciones más precisas, en un momento entre el Plioceno superior y el Pleistoceno inferior, momento en el que se colmatan las cuencas lacustres del Prebético y se produce un generalizado ascenso de la región. La parte central de la falla registra los desplazamientos dextrorsos en los sedimentos recientes más antiguos, mientras que la parte oriental de la falla principal es cortada por fallas normales subperpendiculares que condicionan el relieve actual. No obstante, la Falla de Socovos como estructura o discontinuidad de escala cortical y posiblemente litosférica, concentra la deformación en sus proximidades en forma de pliegues y/o fallas inversas.

Desde el punto de vista de su potencial sísmico, la Falla de Socovos, tal y como está definida en su conjunto, no debe ser considerada activa, sino sólo las partes de los segmentos orientales reactivados como fallas inversas. Por el contrario, hay que considerar como potencialmente sísmicas fallas normales transversales a la traza principal como la de Cañaverosa, El Campillo y las del Cañón de Almadenes. Es necesario completar el estudio regional y las dataciones de las formaciones cuaternarias deformadas, con el fin de comprender cómo y cuándo se produjo el cambio de la cinemática de la Falla de Socovos y establecer un marco realista y riguroso de peligrosidad sísmica para la región.

## 5.6. Referencias

- Bardaji, T., Goy, J.L., Mörner, N.A., Zazo, C., Silva, P.G., Somoza, L., Dabrio, C.J.; Baena, J. (1995). Towards a Plio-Pleistocene chronostratigraphy in Eastern Betic Basins (SE Spain), *Geodinamica Acta*, 8:2, 112-126, doi:10.1080/09853111.1995.11105383
- Borque, M. J., Sánchez-Alzola, A., Martín-Rojas, I., Alfaro, P., Molina, S., Rosa-Cintas, S., et al. (2019). How much Nubia-Eurasia convergence is accommodated by the NE end of the Eastern Betic Shear Zone (SE Spain)? Constraints from GPS velocities. *Tectonics*, 38, 1824–1839. doi:10.1029/2018TC004970
- Fossen, H. (2010). Extensional tectonics in the North Atlantic Caledonides: a regional view. Geological Society, London, Special Publications, 335(1), 767-793.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F., Jabaloy, A. (1993). Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, 227(1-4), 105-126.

- García-Mayordomo, J. (2005). Caracterización y análisis de la peligrosidad sísmica en el SE de España. Tesis Doctoral. UCM. Madrid. 379 pp.
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J.A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Masana, E., Perea, H., Martín-González, F., Giner-Robles, J., Nemser, E.S., Cabral J., and the QAFI Compilers Working Group (2012). The Quaternary Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0), *Journal of Iberian Geology*, 38(1): 285-302.
- García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Jiménez-Díaz, A., Martín-Banda, R., Martín-Alfageme, S., Álvarez-Gómez, J.A., Rodríguez-Peces, M., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Masana, E., Perea, H., Martín-González, F., Giner-Robles, J., Nemser, E.S., Cabral J., and the QAFI Compilers Working Group (2015). QAFI v.3: Quaternary Active Faults Database of Iberia. Accessed "19/03/2022", from web site: <https://info.igme.es/QAFI>
- González Hernández, F.M., Goy, J.L. y Zazo, C. (1997). Evolución geomorfológica de la Cuenca de Caravaca (Murcia): El resultado de un cambio en la red de drenaje durante el Pleistoceno medio. *Geogaceta*, 21, 121-124.
- Jerez-Mir, L. (1973). Geología de la Zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia). Tesis Univ. Granada, 749 pp.
- Jerez Mir, L. (1979). Mapa geológico de España 1:50.000. Hoja nº 867 (Elche de la Sierra). IGME, Madrid.
- Leever, K. A., Gabrielsen, R. H., Sokoutis, D., & Willingshofer, E. (2011). The effect of convergence angle on the kinematic evolution of strain partitioning in transpressional brittle wedges: Insight from analog modeling and high-resolution digital image analysis. *Tectonics*, 30(2).
- Logan, J. M. (1979). Experimental studies of simulated gouge and their application to studies of natural fault zones. In *Proceedings of conference VIII-analysis of actual fault zones in bedrock* (pp. 305-343).
- Mancilla, F. de L., Heit, B., Morales, J., Yuan, X., Stich, D., Molina-Aguilera, A., Azañón, J.M., Martín, R., 2018. A STEP fault in Central Betics, associated with lateral lithospheric tearing at the northern edge of the Gibraltar arc subduction system. *Earth Planet. Sci. Lett.* 486, 32–40. doi:10.1016/j.epsl.2018.01.008
- Negredo, A.M., Mancilla, F.D.L., Clemente, C., Morales, J., Fulla, J., 2020. Geodynamic modelling of edge-delamination driven by STEP faults: the westernmost Mediterranean margin (central Betic orogen) case study. *Front. Earth Sci.* 8, 533392. doi:10.3389/feart.2020.533392

- Nirta, G., Vittori, E., Blumetti, A.M., Di Manna, P., Benvenuti, M., Montanari, D., Perini, M., Fiera, F., Moratti, G., Baglione, M., Piccardi, L., 2021. Geomorphological and paleoseismological evidence of capable faulting in the Northern Apennines (Italy): Insights into active tectonics and seismic hazard of the Lunigiana basin. *Geomorphology* 374, 107486. doi:10.1016/j.geomorph.2020.107486
- Nocquet, J. M. (2012). Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics*, 579, 220-242.
- Palano, M., González, P.J., Fernández, J., 2013. Strain and stress fields along the Gibraltar Orogenic Arc: Constraints on active geodynamics. *Gondwana Res.* 23, 1071–1088. doi:10.1016/j.gr.2012.05.021
- Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., García Mayordomo, J., 2010. Potencial sísmico (magnitud > 6), evolución de la actividad cuaternaria y marcadores geomorfológicos de la Falla de Socovos, en: Insua-Arévalo, J.M., Martín-González, F. (Eds.), 1a Reunión Ibérica Sobre Fallas Activas y Paleosismología. Sigüenza (Guadalajara, España), pp. 117–120.
- Pérez Valera, F. (2005). Estratigrafía y tectónica del Triásico Sudibérico en el sector oriental de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 301 p.
- Pérez-Valera, F., Sánchez-Gómez, M., García-García, F., Pérez-Valera, L.A., Yebra-Rodríguez, A., Bohórquez, P. (2012). Estudio geológico, análisis arqueosedimentario del relleno del abrigo y caracterización de los útiles líticos en el Abrigo del Pozo (Calasparra, Murcia). Informe inédito. Universidad de Jaén.
- Pérez-Valera, L. A., Rosenbaum, G., Sánchez-Gómez, M., Azor, A., Fernández-Soler, J. M., Pérez-Valera, F., Vasconcelos, P.M. (2013). Age distribution of lamproites along the Socovos Fault (southern Spain) and lithospheric scale tearing. *Lithos*, 180–181, 252–263. doi:10.1016/j.lithos.2013.08.016
- Pérez-Valera, L. A., Sánchez-Gómez, M., Azor, A., Pérez-Valera, F. (2014). Actividad cuaternaria del sistema de estructuras asociado a la Falla de Socovos (Béticas orientales), en: Álvarez Gómez, J. A y Martín- González, A. (eds): 2ª Reunión Ibérica Sobre Fallas Activas y Paleosismología. Lorca (Murcia, España), pp. 35-38
- Pérez-Valera, L. A., Villaláin, J.J., Pérez-Valera, F., Azor, A., Sánchez-Gómez, M., (enviado). Variably rotated lamproite dikes within a strike-slip fault zone: structural and paleomagnetic analysis of the Socovos Fault zone (Eastern Betics, SE Spain). Manuscript submitted to *Journal of Structural Geology* for publication.

- Sánchez-Gómez, M., Martínez-Sánchez, C., García-García, F., Peláez, J.A., Pérez-Valera, F., Martínez-Andreu, M. y Pérez-Valera L.A. (2011). Evidence for a 4700-2100 BC palaeoearthquake recorded in a fluvial-archaeological sequence of the Segura River, SE Spain. *Quaternary International*, 242(1): 106-114.
- Sánchez-Gómez, M., Pérez-Valera, F., Fernández Soler, J. M., & Pérez-Valera, L. A. (2015). Nuevo asomo de lamproítas en el paraje de Los Bañuelos (Férez-Socovos, Albacete) en la provincia volcánica del SE de España. *Sabuco: Revista de estudios albacetenses*, (11), 119-130.
- Sánchez-Gómez, M., Pérez-Valera, L.A., Pérez-Valera, F., Azor, A., (2010). Segmentation of the Socovos Fault based on geological data, in: Insua-Arévalo, J.M., Martín-González, F. (Eds.), 1a Reunión Ibérica Sobre Fallas Activas y Paleosismología. Sigüenza (Guadalajara, España), pp. 137–140.
- Sánchez-Gómez, M., Pérez-Valera, L.A., Pérez-Valera, F., (2012). *Geología 2012 Albacete. Fallas, Fuentes y Tobas*. Instituto de Estudios Albacetenses, 12p.
- Sánchez-Gómez, M., Sanz, D., (2018). *Geología 2018 Albacete. El agua hecha piedra*. Sociedad Geológica de España, 12p.
- Spakman, W., Chertova, M. V., Van Den Berg, A., Van Hinsbergen, D.J.J., 2018. Puzzling features of western Mediterranean tectonics explained by slab dragging. *Nat. Geosci.* 11, 211–216. doi:10.1038/s41561-018-0066-z
- Wells, D. L., & Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*, 84(4), 974-1002



## CAPÍTULO 6

# Evidence for a 4700–2100 BC palaeoearthquake recorded in a fluvial-archaeological sequence of the Segura River, SE Spain

Quaternary International 242 (2011) 106–114



Contents lists available at ScienceDirect

Quaternary International

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/quaint](http://www.elsevier.com/locate/quaint)



## Evidence for a 4700–2100 BC palaeoearthquake recorded in a fluvial-archaeological sequence of the Segura River, SE Spain

Mario Sánchez-Gómez<sup>a,\*</sup>, Consuelo Martínez-Sánchez<sup>b</sup>, Fernando García-García<sup>a</sup>, José A. Peláez<sup>c</sup>, Fernando Pérez-Valera<sup>a</sup>, Miguel Martínez-Andreu<sup>d</sup>, Luis A. Pérez-Valera<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Departamento de Geología, Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas, 23071 Jaén, Spain

<sup>b</sup> ArqueoTec, C/ González Adalid, 13 2ª planta, 30002 Murcia, Spain

<sup>c</sup> Departamento de Física, Universidad de Jaén, Campus Las Lagunillas, 23071 Jaén, Spain

<sup>d</sup> Museo Arqueológico de Cartagena, C/ Ramón y Cajal 45, 30204 Cartagena, Spain

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Available online 2 April 2011

### ABSTRACT

The archaeological excavation of a rock shelter (Abrigo del Pozo) in one of the slopes of the Segura River (SE Spain) has revealed an exceptionally preserved sedimentary record spanning from the Paleolithic to the present day, which includes an anomalous layer of stones (RFB) fallen from the roof. The sedimentary analysis of the stratigraphic sequence exhumed by the excavation indicates that human occupation of the rock shelter was controlled by fluvial environmental evolution. However, the RFB level resulted in a disturbance of human occupation and normal fluvial sedimentation. From the sedimentary and archaeological pieces of evidence, the RFB level has been interpreted as related to a palaeoearthquake responsible for the collapse of the roof and walls of the rock shelter. The palaeoearthquake has been dated between  $5820 \pm 50$  BP, the  $^{14}\text{C}$  age of the Neolithic occupation level directly below the RFB, and  $3710 \pm 40$  BP, the  $^{14}\text{C}$  age of the Chalcolithic level above the RFB. A nearby earthquake of  $M 5.5–6.5$  appears as the most plausible cause for the shelter collapse. These data suggest that the seismic activity of this sector in the eastern Betics has been continuous during the Holocene, but with larger magnitudes than the ones instrumentally recorded nowadays. More palaeoseismic data are required to determine whether or not regional faults, such as the nearby Socovos Fault, are silent faults with a discontinuous seismic behaviour that could modify the current hazard assessment.

© 2011 Elsevier Ltd and INQUA. All rights reserved.

\* Corresponding author. Fax: +34 953 212946.

E-mail address: [msgomez@ujaen.es](mailto:msgomez@ujaen.es) (M. Sánchez-Gómez).



## CAPÍTULO 7

### Resultados generales, discusión y perspectivas

Determinar el papel que representa la Falla de Socovos en la formación, reparto de la deformación y evolución tectónica de la Cordillera Bética oriental desde el Mioceno hasta la actualidad ha precisado de un enfoque multidisciplinar, que aúne las observaciones y los análisis, realizados no solo desde el punto de vista estructural, sino también desde otras áreas, como la geomorfología, geofísica, petrología, geoquímica, mineralogía, estratigrafía y sedimentología. Por ello, se han estudiado desde aspectos estructurales básicos, como su geometría, cinemática y salto, junto con las características estratigráficas de las unidades implicadas y su estilo de deformación, hasta otros aspectos singulares más complejos, como la presencia de rocas volcánicas en la zona de falla. A continuación, se resumen los principales resultados obtenidos durante el desarrollo de esta tesis.

La Falla de Socovos, como falla de salto en dirección, ha generado un cortejo de estructuras y rocas de falla similares a otras fallas de envergadura similar (longitud y salto) en las Béticas y en el mundo. No obstante, la presencia, en sus segmentos orientales, de abundantes rocas del Triásico ricas en evaporitas ha permitido el desarrollo de fábricas tectónicas singulares para un ambiente de tectónica de piel fina, que varían desde auténticas milonitas con comportamiento dúctil cuando afectan a paquetes de yesos casi puros, hasta cataclasitas foliadas con una matriz más o menos yesífera cuando afectan a rocas con mayor contenido detrítico y/o carbonatado. Este cortejo de fábricas con sus criterios cinemáticos, permiten un análisis de la deformación antes reservado a estructuras profundas sobre rocas metamórficas, menos discutido que los análisis de paleoesfuerzos sobre conjuntos de fallas frágiles (Martínez-Díaz, 2002). Así, se ha confirmado el régimen de funcionamiento de salto en dirección dextro de la Falla de Socovos, pero a su vez se han podido explicar los criterios de falla inversa observables a lo largo de varios kilómetros de la traza de la falla, no como alternancias en el régimen de esfuerzos sino como resultado de un reparto de la deformación bajo un régimen transpresivo. Estos resultados demuestran que los materiales del Triásico de la Cordillera Bética, estudiados desde una perspectiva geodinámica, aportan información especialmente valiosa para conocer la evolución tectónica del Paleomargen Sudibérico a lo largo de toda la cordillera, como se ha puesto de manifiesto en el complejo acrecional del Alto Guadalquivir (Pérez-Valera et al., 2017).

El descubrimiento de un inusual conjunto de diques y edificios volcánicos a lo largo del segmento de Calasparra ha sido uno de los aspectos clave de esta tesis. Desde el punto de vista mineralógico se diferencian dos tipos de lamproítas, olivínico-flogopíticas y clinopiroxénico-flogopíticas, según nomenclatura de Mitchell y Bergman (1991). La composición geoquímica e isotópica de estas lamproítas es, en general, similar a otras lamproítas de la Provincia Volcánica Neógena del SE español. La edad de intrusión de los diques de lamproíta emplazados en la zona de falla se agrupa en 3 lapsos de tiempo que corresponden aproximadamente a 9.2 y 8.2 Ma para los diques orientales y 7.2 para los occidentales. La excepcional concentración de diques de lamproíta a lo largo de ~25 km de la zona de falla indica que la Falla de Socovos es la expresión cortical de una *tear fault* de escala litosférica, que ha servido de canal a través de la corteza superior para el ascenso de los magmas lamproíticos originados en el manto litosférico. Se estima que la fusión parcial del manto litosférico sub-continental que dió lugar a los diques lamproíticos más antiguos (9.2 a 8.2 Ma) fue muy escasa (< 1%) en la parte oriental de la Falla de Socovos. El ascenso de esta pequeña proporción de fundido fué posible porque existía una discontinuidad mecánica creada por la *tear fault* en el manto litosférico y por la Falla de Socovos en la corteza superior. Además, las variaciones mineralógicas presentes en los diques de la parte oriental, singulares entre las lamproítas de la Provincia Volcánica Neógena, indican que los magmas que dieron origen a estas rocas presentan procesos de mimetización y mezcla en cámaras magmáticas de la parte superior del manto litosférico sub-continental mientras que los diques occidentales, y el resto de volcanes fuera de la falla, representan una mayor proporción de fundido con un origen único en una parte más baja del manto litosférico, lo que posibilita su extensión a otras áreas de la Provincia Volcánica Neógena (Cambeses et al., 2016). La zonación de edades indica que la generación/ascenso de los magmas se desplazaría de este a oeste siguiendo la propagación de la *tear fault* litosférica. A partir de los 7 Ma, se interrumpió el mecanismo de deformación que formó el Arco de Cazorla, aunque la deformación ha continuado a tasas menores.

La actividad tectónica en la Falla de Socovos continuó tras la intrusión de los diques de lamproíta, que se encuentran deformados dentro de la zona de falla. La posibilidad de dataciones absolutas y el estudio paleomagnético de las rocas volcánicas constituyó una oportunidad única para la realización de un estudio estructural más profundo de la zona de falla. La zona de falla intruída por lamproítas presenta diferentes estilos de deformación, que varían desde extremos manifiestamente dúctiles cuando la zona de falla afecta a materiales Triásicos hasta condiciones frágiles cuando afecta a otras rocas (mayoritariamente carbonatos). Por otro lado, los resultados

paleomagnéticos indican que las lamproítas poseen una magnetización remanente natural (NRM) adquirida de forma primaria durante el enfriamiento de las mismas, mostrando una componente direccional única (ChRM). La comparación de la ChRM de cada sitio paleomagnético estudiado con las estructuras de deformación a la escala de afloramiento ha permitido observar cuatro dominios deformacionales característicos: (1) zonas donde la deformación se concentra en planos que limitan bloques no rotados; (2) dúplex decamétricos de salto en dirección, limitados por fallas frágiles, que se comportan como bloques rígidos y han sufrido rotación de eje vertical; (3) pliegues en unidades deformadas de forma dúctil y condicionadas localmente por fallas inversas; (4) zonas de cizalla dúctil transpresivas desarrolladas en yesos, en las que las rocas volcánicas aboudinadas presentan rotación por plegamiento y cizalla simple ( $35^\circ$ ) que puede ser interpretado como un aplastamiento paralelo a la zona de cizalla. Cabe concluir que la Falla de Socovos ha seguido funcionando después del Messiniense con el mismo régimen, aunque con tasas de deformación probablemente menores. Por otra parte, queda demostrado que durante su funcionamiento coexisten de forma coetánea diversos mecanismos de deformación dúctil y frágil, que no implican diferentes fases de deformación. Cambios locales en la cinemática responden igualmente a un reparto de la deformación debido a causas geométricas que pueden establecerse considerando las relaciones geológicas entre los diferentes afloramientos.

El estudio de la actividad más reciente de la Falla de Socovos ha mostrado la existencia de varios sectores activos desde el final del Plioceno hasta el Cuaternario. Las evidencias más antiguas se encuentran en cuerpos de travertinos, de edad Plioceno superior - Pleistoceno inferior del segmento de La Abejuela, desplazados horizontalmente 400 m en la traza principal y basculados en otros puntos del bloque norte de la falla. Otras evidencias de edad similar se encuentran en un sistema aluvial que aparece basculado  $70^\circ$  en el contacto con la zona de falla principal. Por el contrario, en los segmentos más orientales y a partir del Pleistoceno medio, la deformación parece desacoplada de la traza principal, que está cortada por fallas transversales, aunque en la rambla del Moro (segmento de Cieza), se encuentran terrazas fluviales del Río Segura, de edad relativa Pleistoceno superior, plegadas y basculadas paralelamente a la falla. Esto indicaría que la Falla de Socovos, como límite cortical, sigue concentrando parte de la deformación reciente. Las estructuras con deformación posterior al Pleistoceno medio, además del pliegue de la rambla del Moro, son los horst y graben de Almadenes y las fallas normales del Campillo. En el paraje de Almadenes se distinguen dos horst y un graben central con fuerte expresión geomorfológica, que condicionan el curso del río Segura, y cuyas fallas limitantes desplazan la traza de la Falla de Socovos varias decenas de metros. En el Campillo, un conjunto de fallas  $N025^\circ E$ , transversales a la orientación de la traza principal,

cortan a un sistema de abanicos aluviales activo, mediante un movimiento carácter normal-sinistrorso. Las dataciones U/Th realizadas en el caliche más superficial de los abanicos, aunque tienen un amplio margen de error, indican que su actividad es posterior a 200 ka. En general, puede afirmarse que existe cierta actividad tectónica en épocas recientes en relación con la Falla de Socovos. Parte de ella, la más antigua (Pliocena) y occidental, sería congruente con su cinemática miocena y estaría asociada al mismo motor tectónico que cambiaría durante el tránsito Plioceno-Pleistoceno. La deformación moderna, que afecta a los dos segmentos más orientales, aunque se relacionaría con la falla, pues ocurre en una banda de deformación de dos kilómetros a ambos lados del plano principal, no podría asociarse a la cinemática que la define y, por consiguiente, la Falla de Socovos como tal, teniendo en cuenta su longitud total, no podría considerarse activa. En cualquier caso, y considerando que puede haber un sesgo por ausencia de marcadores cuaternarios que evidencien la deformación, las tasas de desplazamiento actual para las estructuras activas serían bajas, como ha ocurrido desde el Messiniense, y podrían no implicar necesariamente una actividad sísmica importante. Para establecer el potencial sísmico de la Falla de Socovos, es necesario confirmar la existencia de paleoterremotos, toda vez que no existen terremotos históricos importantes asociados a ella.

Encontrar un lugar adecuado donde queden registrados los efectos de un terremoto en tiempo prehistórico es complicado, sobre todo en áreas donde los periodos de retorno de eventos de gran magnitud pueden estimarse en varios miles de años. Puesto que la zona de estudio se encuentra en la cuenca alta del Segura, con un predominio de la erosión, existen pocos lugares a priori adecuados para identificar eventos sísmicos, como pueden ser zonas lacustres. El registro arqueológico es relativamente más abundante en la región, pero la existencia de edificaciones complejas que puedan haber sufrido un derrumbe por sísmo se limita a unos 2000 años. No obstante, buscando anomalías en el registro arqueológico más antiguo se encontró el Abrigo del Pozo, localizado en el Cañón de Almadenes, a menos de 2 km de la traza principal de la falla, en el segmento de Calasparra. En este abrigo una excavación arqueológica muestra la presencia de un nivel de colapso de rocas sobre el nivel principal de ocupación Neolítico, que interrumpe el uso regular del abrigo como hábitat. El colapso se interpreta como un evento paleosísmico, datado aproximadamente entre 4700-2100 BC, edades radiométricas que representan los niveles con ocupación antrópica anterior y posterior al nivel de colapso rocoso. Se ha utilizado un Georadar (GPR) para comprobar la extensión del nivel de colapso sobre la parte no excavada del abrigo, corroborando que el evento afecta de manera extensiva a toda la paleo-superficie del abrigo. Analizado el registro arqueológico-sedimentario, la causa más plausible de este colapso pudo ser un terremoto de M 5.5-6.5 con el epicentro situado en

una zona que podría abarcar un radio de 10 km alrededor del abrigo. Es decir, La Falla de Socovos, o algunas de las nuevas fallas identificadas, son las estructuras más probables causantes del colapso. La antigüedad y magnitud deducidas en el evento arqueosísmico coinciden con la previsión de magnitud y periodo de retorno deducida a partir de la sismicidad instrumental (Pérez-López et al., 2010).

Hasta aquí el recorrido por las características geológicas de la Falla de Socovos, su cinemática y modos de deformación, la información que proporciona sobre la evolución litosférica de la Cordillera Bética en un periodo concreto de su historia y por último su naturaleza activa y sísmica, y el riesgo que ésta puede suponer. Además de estos resultados hay que destacar las líneas de investigación futuras que se pueden desarrollar una vez finalizada la etapa predoctoral.

Respecto a la tectónica activa y la paleosismicidad, dados los problemas que hemos encontrado con las dataciones de U/Th (bajas concentraciones y alta contaminación de Th detrítico), habría que explorar las dataciones de otras litologías mediante isótopos cosmogénicos y/o OSL (*Optically Stimulated Luminescence*). Estas técnicas permiten obtener dataciones en materiales detríticos (abanicos aluviales y terrazas fluviales) que proporcionarían un marco geocronológico más preciso para el cálculo de tasas de desplazamiento a lo largo de las estructuras con actividad más reciente encontradas. Por otra parte, se ha localizado un sector próximo a la traza principal (El Campillo, descrito en el Capítulo 5) con sedimentación activa afectada por una falla normal con suficiente entidad y expresión geomorfológica, que presenta potencial para desarrollar estudios de paleosismología.

No obstante, el gran problema regional pendiente, que tendría interés internacional, es explicar los mecanismos que han generado simultáneamente direcciones estructurales ortogonales a un lado y otro de la Falla de Socovos. La herramienta más adecuada para resolver el problema sigue siendo el paleomagnetismo. Previendo que el empleo de las litologías tradicionales en los análisis paleomagnéticos no dieron resultados (Platt et al., 2003), durante la realización de la Tesis se han realizado campañas de muestreo para localizar litologías con potencialidad paleomagnética en toda litología susceptible, es decir que se pueda considerar “homogénea” a escala milimétrica (calizas, dolomías, margas, margocalizas, limos y arcillas), distribuidas en diferentes formaciones sedimentarias con edades desde el Jurásico medio al Mioceno superior. Se han encontrado varias litologías con muy alta calidad paleomagnética, que han proporcionado resultados preliminares muy prometedores, teniendo en cuenta que el muestreo se realizó valorando que las formaciones

sedimentarias donde se localizan las litologías ensayadas, tengan un desarrollo amplio y se encuentren presentes en las diferentes unidades afectadas por la Falla de Socovos (Prebético Externo, Prebético Interno y Subbético). En las campañas prospectivas, cuando era posible se realizó un muestreo más intenso, por lo que en la actualidad se posee un número significativo de sitios completados pendientes del análisis paleomagnético, que suponen aproximadamente la mitad de los necesarios para obtener resultados representativos. Una de las líneas futuras principales de esta Tesis Doctoral sería la finalización del muestreo paleomagnético con las litologías seleccionadas y su análisis. Este análisis paleomagnético, unido al control estructural y estratigráfico de los diferentes dominios involucrados podría convertir el sector en un referente para estudios sobre el reparto de la deformación, rotaciones y evolución tectónica en áreas afectadas por tectónica de piel fina.

# CAPÍTULO 8

## Conclusiones

La Falla de Socovos constituye el límite norte del Arco de Cazorla, una de las estructuras más representativas de la Cordillera Bética oriental. Es una falla de salto en dirección dextra que transfiere el movimiento a lo largo de más de 80 km hacia el oeste, desde una zona de cabalgamientos pobremente definidos hasta el propio Arco de Cazorla. La falla se desarrolla sobre unidades sedimentarias que oscilan desde unos cientos de metros de espesor hasta los 8 km, variando los estilos de deformación según la profundidad de sedimentos alcanzada.

La parte oriental de la falla discurre por materiales triásicos ricos en evaporitas, que presentan un comportamiento dúctil en condiciones superficiales, que contrasta con el régimen frágil del resto de la falla. El comportamiento dúctil permite la aparición de zonas de cizalla, con su cortejo de rocas de falla que incluyen auténticas milonitas, similares a las presentes en zonas metamórficas.

La Falla de Socovos transcurre sobre una zona inequívoca de tectónica de piel fina, aunque dada la continuidad de su trazado y el poco espesor de las unidades sedimentarias en algunos puntos, es esperable que afecte a la corteza superior, representada por el basamento varisco. Sin embargo, la presencia a lo largo de más de 25 km de un numeroso conjunto de diques y edificios volcánicos de naturaleza lamproítica, intruídos sobre la zona falla indican que la Falla de Socovos es la expresión superficial de una falla litosférica de tipo *tear fault* que permitió el ascenso rápido de estos magmas desde el manto.

La edad de la principal etapa de funcionamiento de la Falla, según criterios estratigráficos, es desde el Oligoceno superior hasta el Mioceno superior. La intrusión volcánica ha sido datada entre 9,2 y 7 Ma, por lo que representaría la fase final de esta etapa. Se ha encontrado una zonación de las edades de los diques, habiendo una progresión desde los más antiguos, al este, a los más jóvenes, al oeste, lo que es compatible con el retroceso hacia el oeste de una losa litosférica dentro de los modelos actuales de *roll-back* propuestos como origen del orógeno Bético-Rifeño.

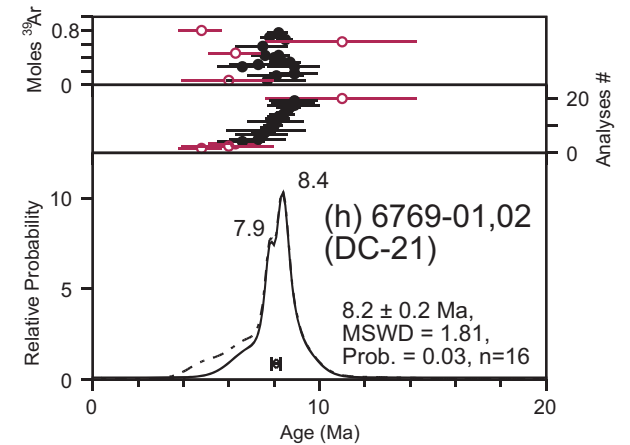
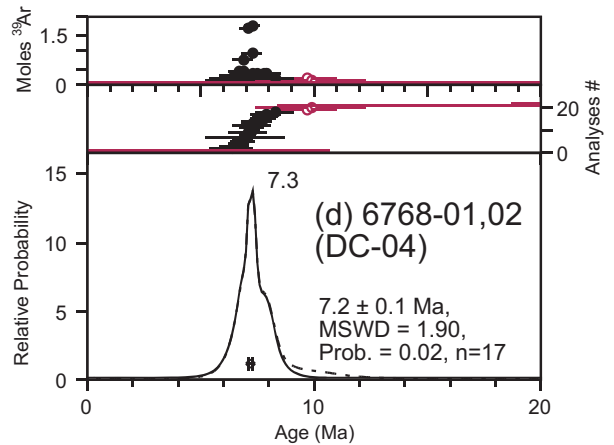
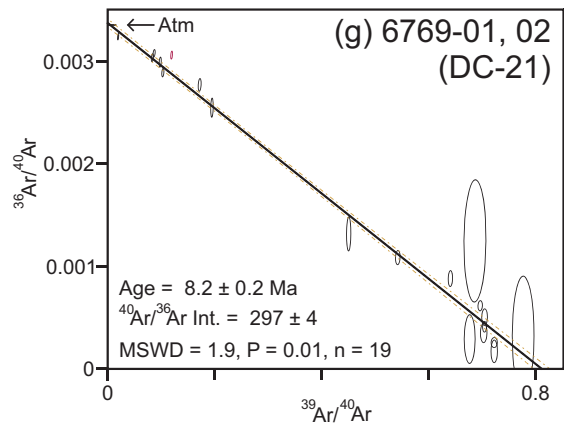
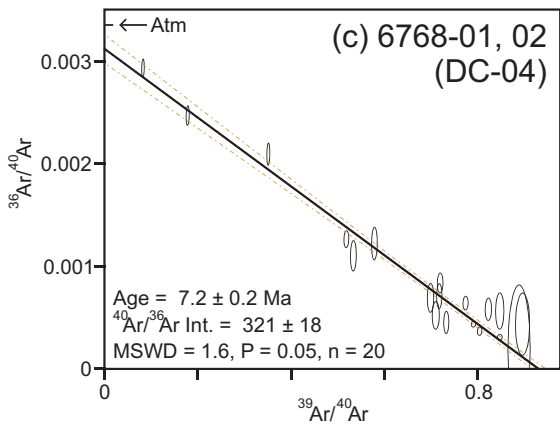
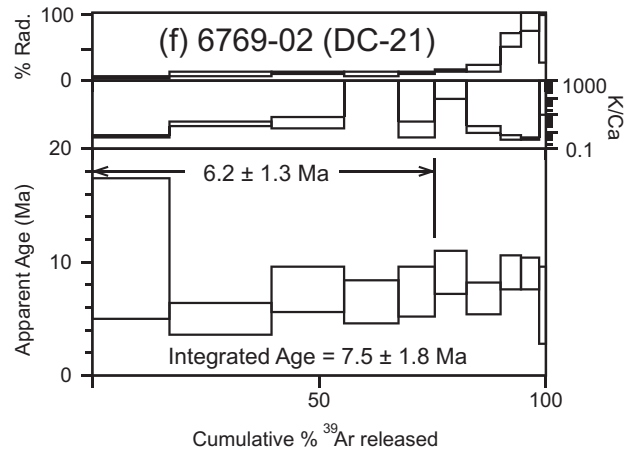
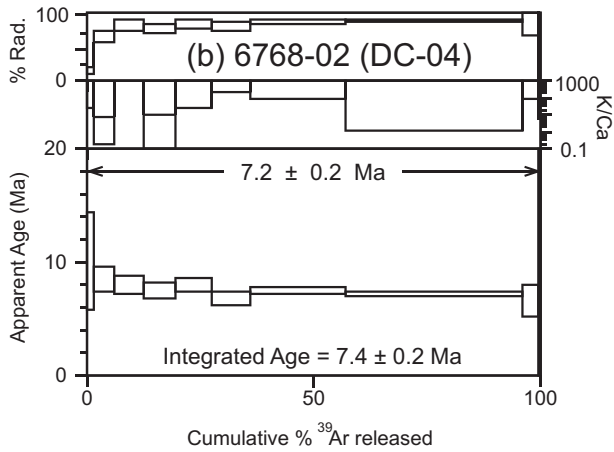
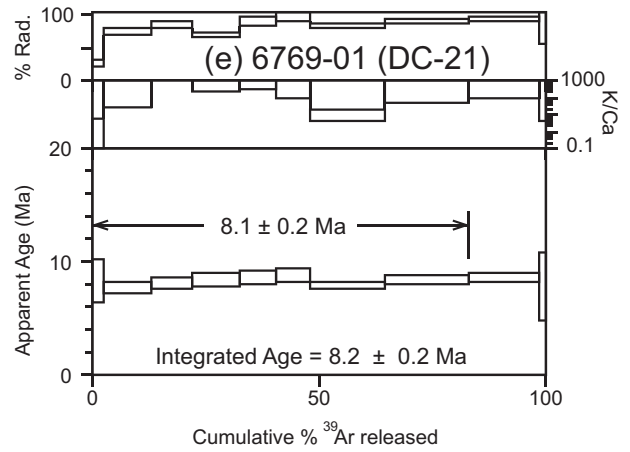
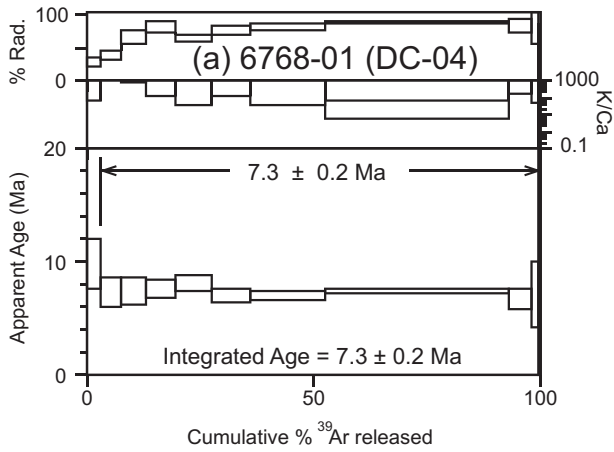
La presencia de los diques de lamproita distribuidos en la zona de falla ha permitido disponer de marcadores bien datados que, susceptibles de análisis paleomagnético, sirven para determinar los modos de deformación a lo largo de la falla. Se ha descubierto que la Falla de Socovos continúa su desplazamiento después del periodo de intrusión con un régimen cinemático similar al de la etapa principal. Sin embargo, en detalle se han diferenciado diversos dominios que implican mecanismos de deformación diferentes: traslación sin rotación, rotación de bloques rígidos mediante eje vertical, plegamiento por *buckling*, y deformación compleja por cizalla subsimple en zonas de cizalla.

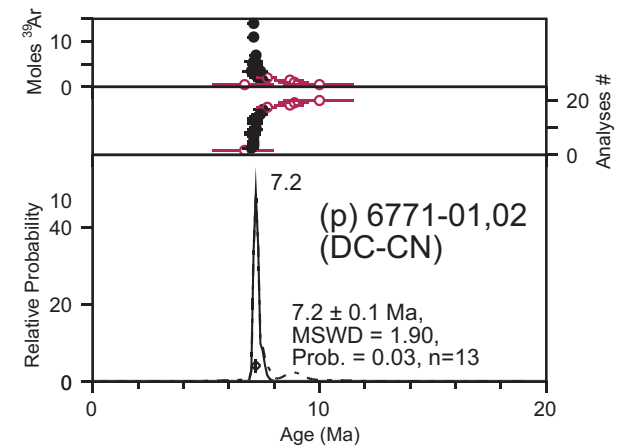
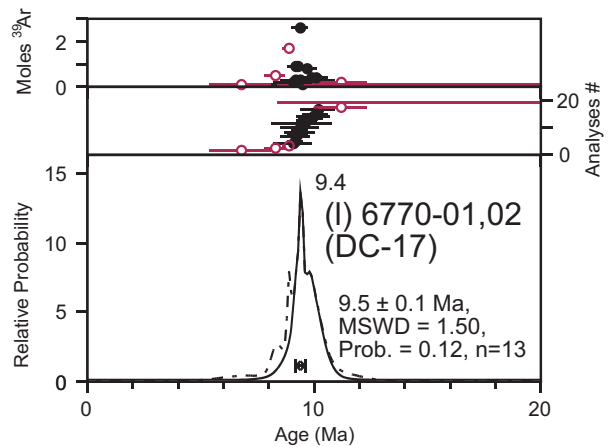
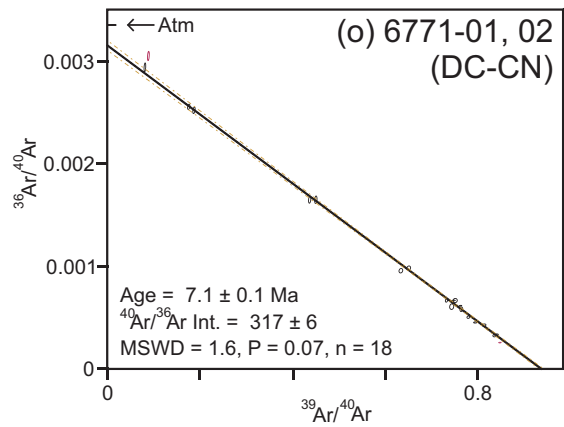
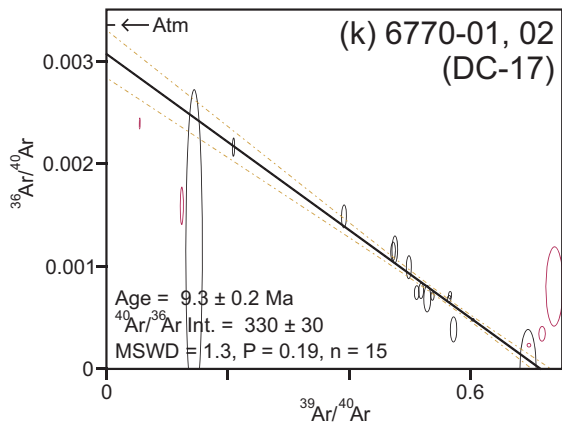
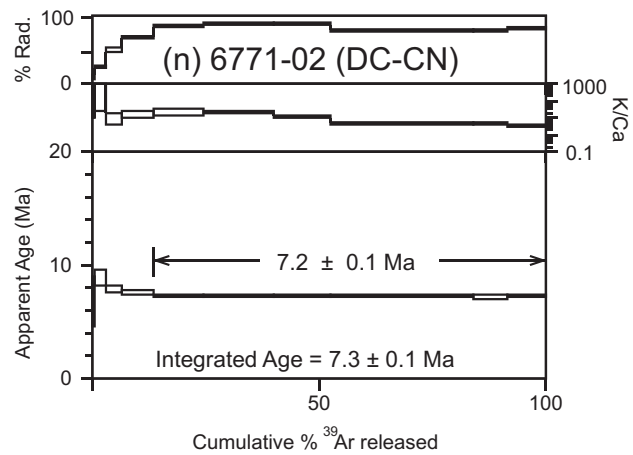
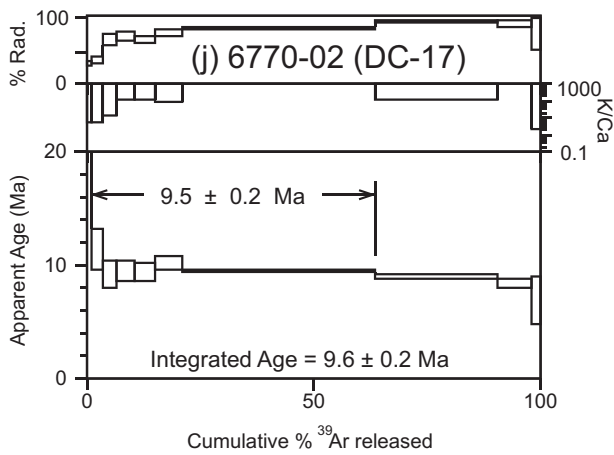
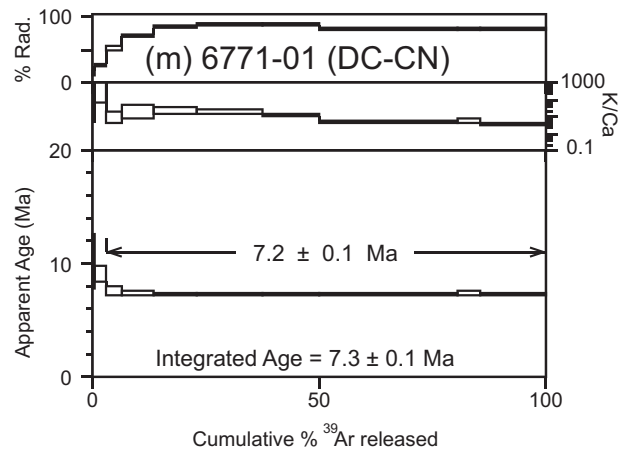
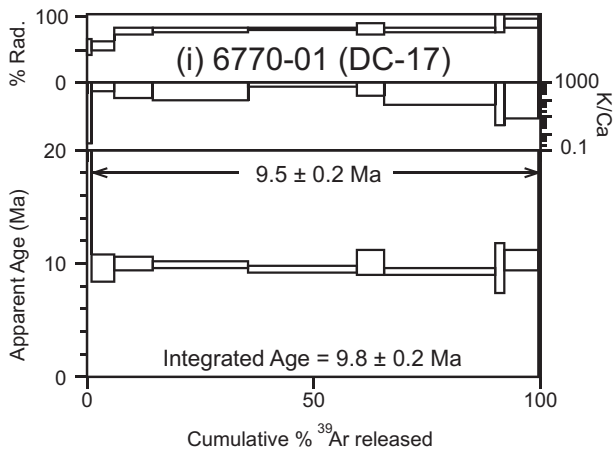
La actividad de la Falla de Socovos se extiende al menos hasta el Plioceno, cuando desplaza hasta 400 metros edificios de travertinos. Se han localizado nuevas fallas, de pocos kilómetros de longitud, transversales a la Falla de Socovos que presentan actividad durante el Pleistoceno superior y probablemente, durante el Holoceno. Estas nuevas fallas muestran un potencial sísmico suficiente, por longitud y tasa de desplazamiento estimada, para que sean tenidas en cuenta en las estimaciones de peligrosidad sísmica.

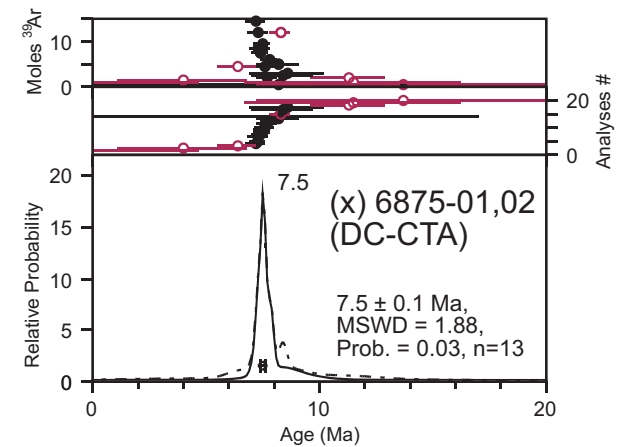
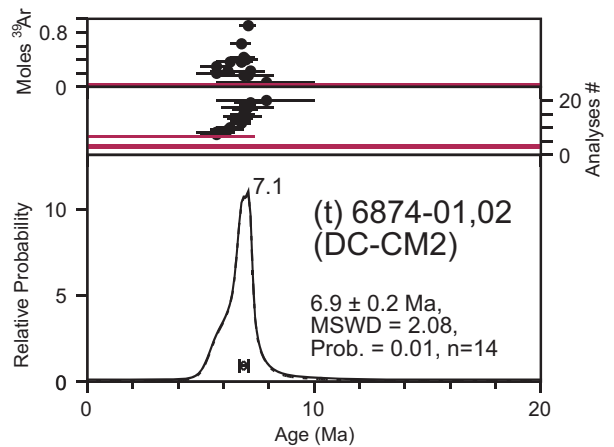
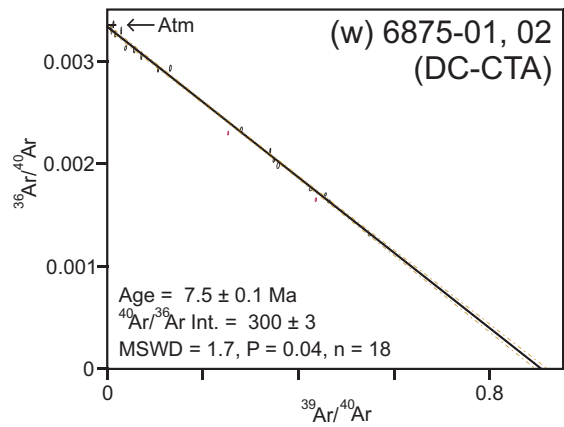
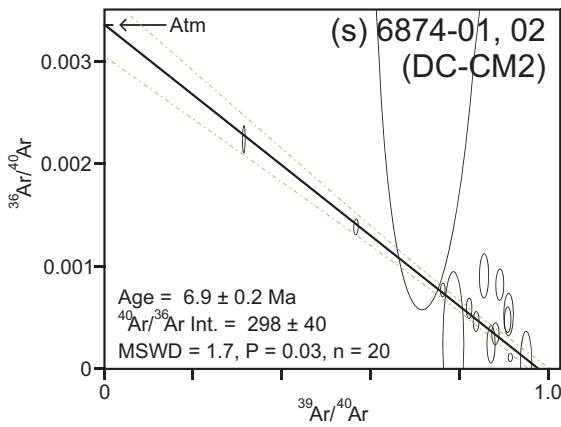
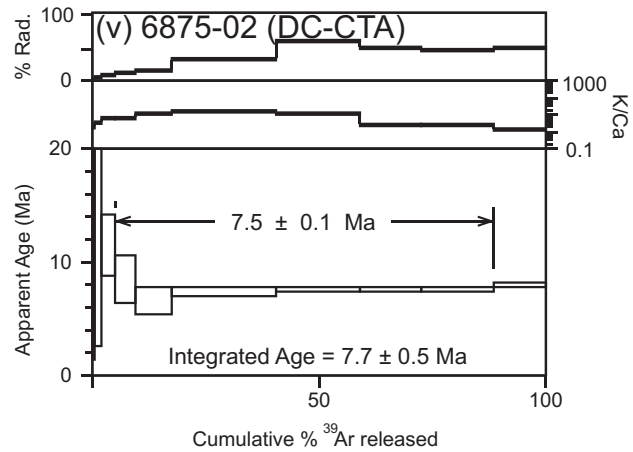
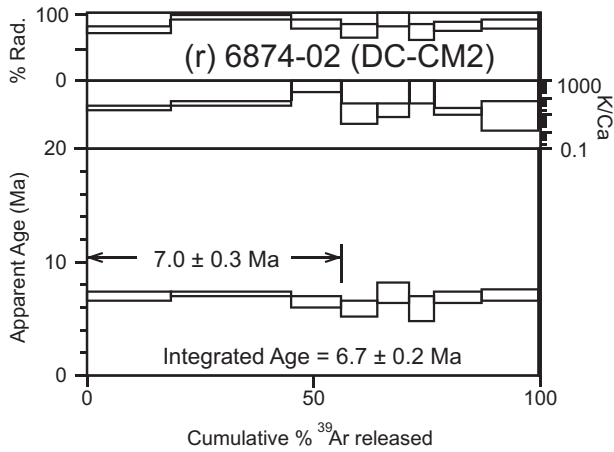
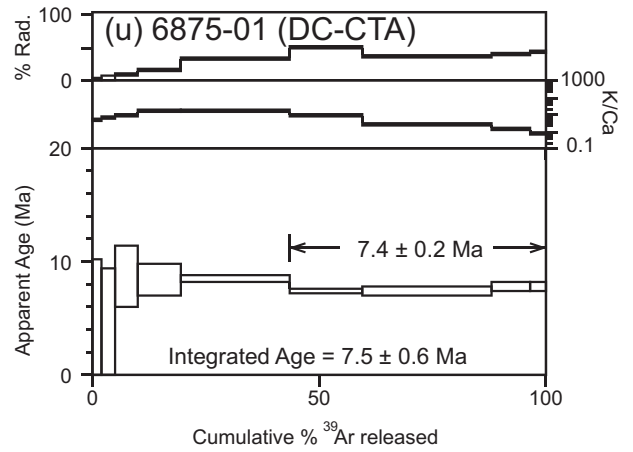
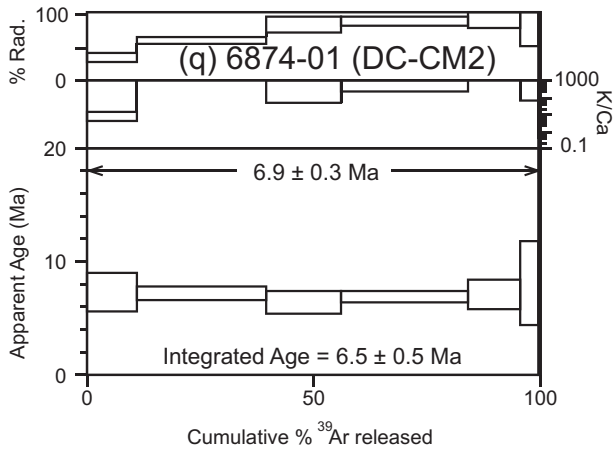
La presencia de un nivel de colapso rocoso en un abrigo localizado a ~1 km de la Falla de Socovos ha sido interpretada como el resultado de un evento paleosísmico próximo con una M 5.5-6.5 ocurrido entre 4700 y 2100 BC. O bien la propia Falla de Socovos, o bien alguna de las nuevas fallas encontradas en el entorno, han de considerarse las responsables del evento sísmico, y en ese caso potencialmente sísmicas con periodos de retorno de varios milenios.

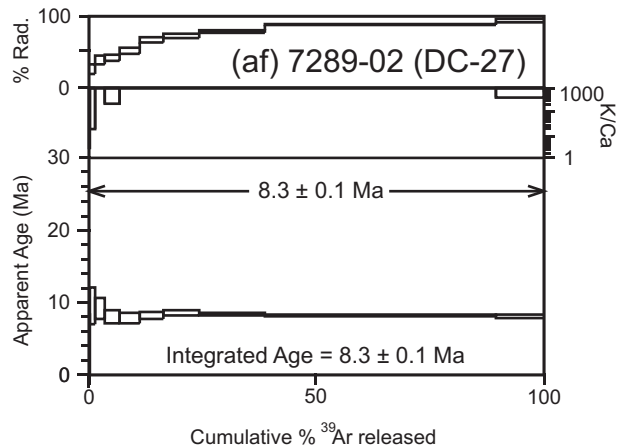
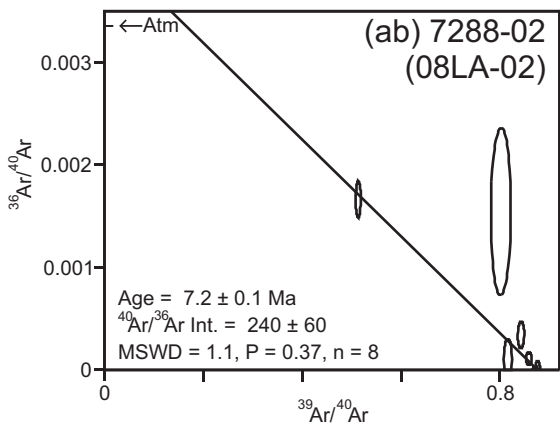
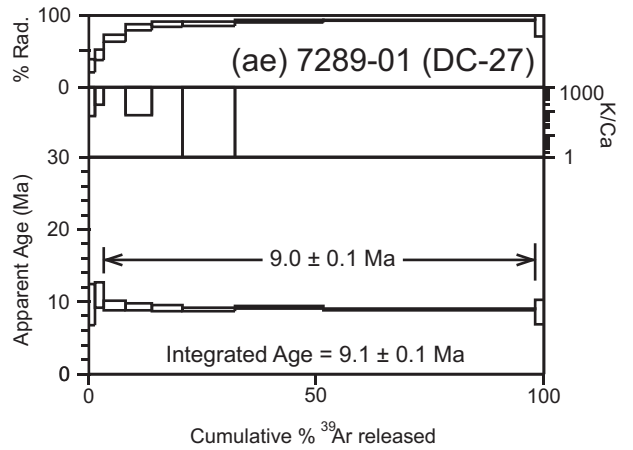
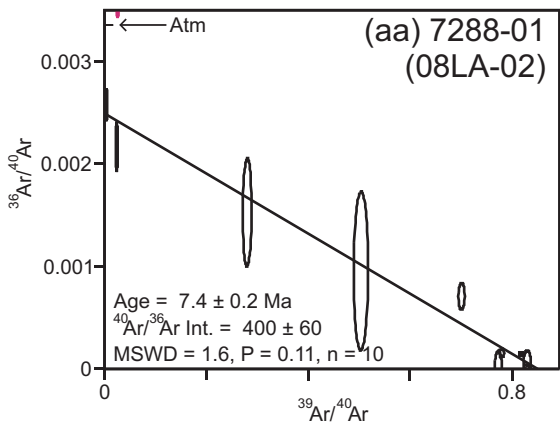
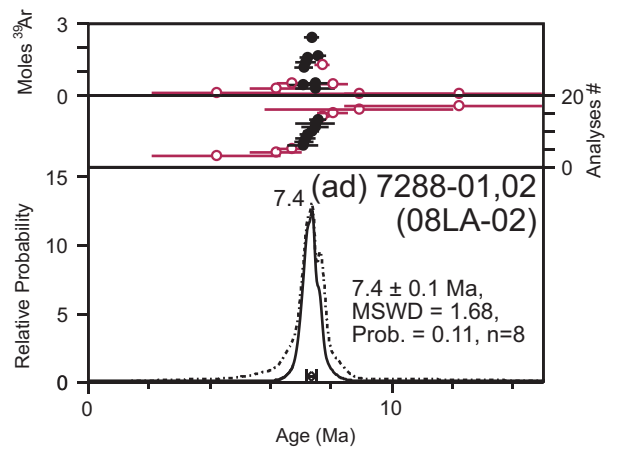
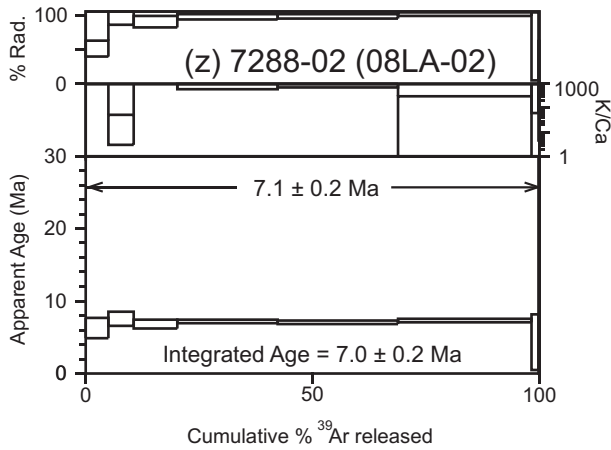
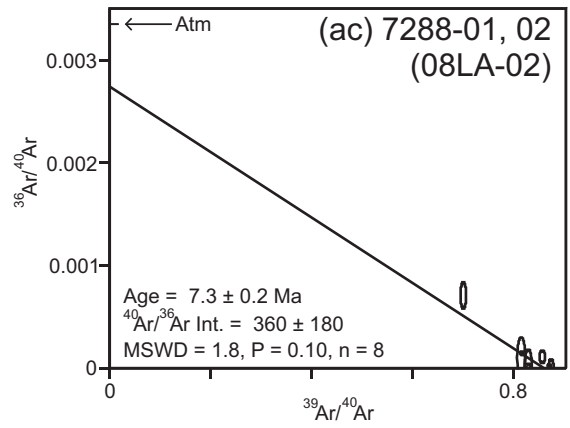
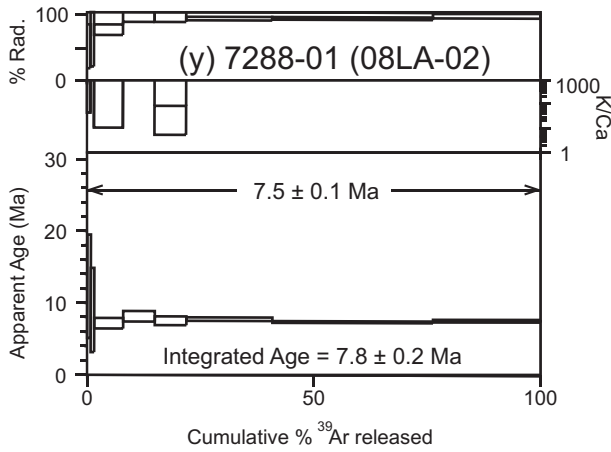
# APÉNDICES

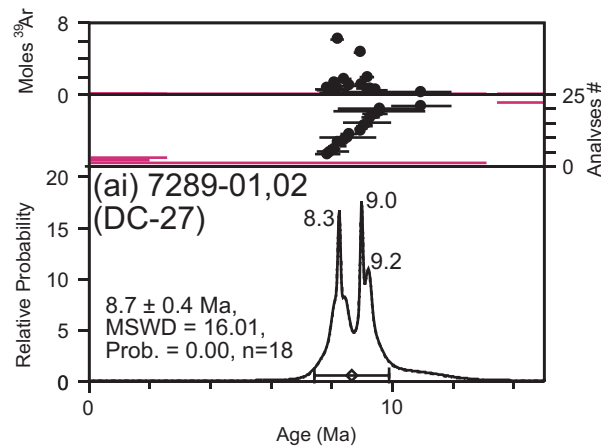
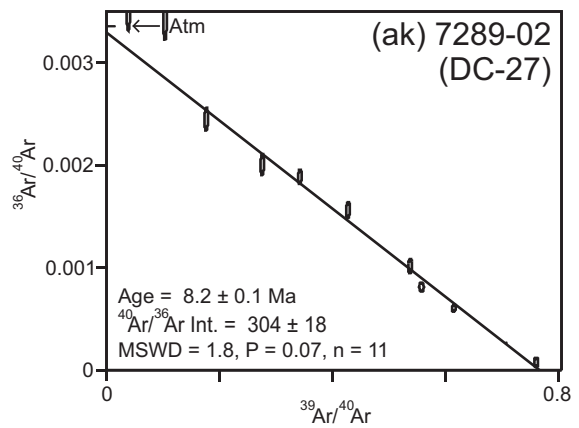
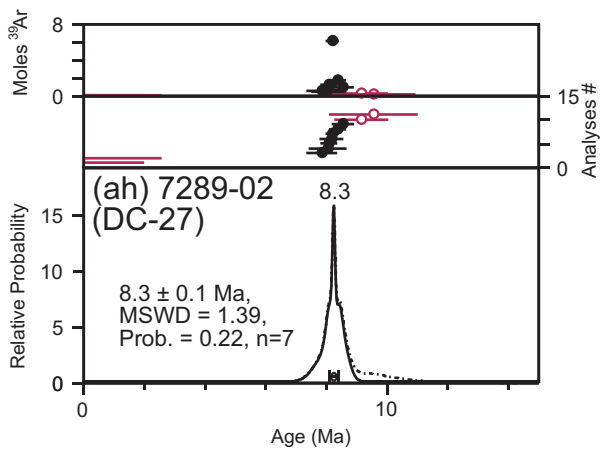
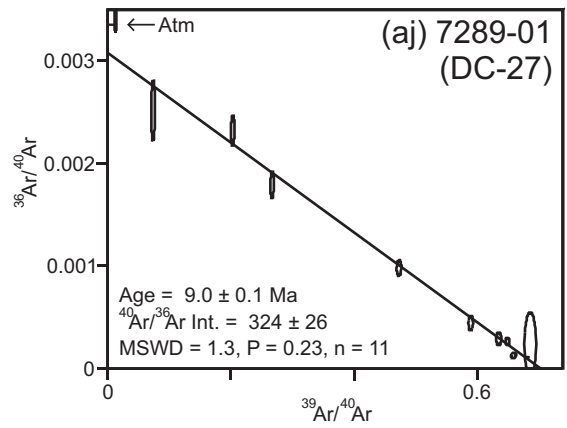
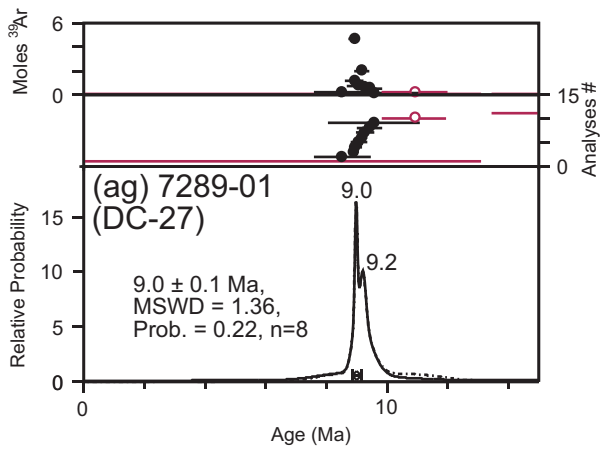
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  PLATEAU, ISOCHRON AND PROBABILITY AGES











## Supplementary Figures legend

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  results: Plateau, isochron and probability ages.

Step heating plateaus ages: A plateau is defined as three or more consecutive steps with at least 50% of  $^{39}\text{Ar}$  released, where plateau ages are within  $2\sigma$  error from mean weighted by inverse variance (Fleck et al., 1977). All plateau ages includes the error in J. Integrated ages were calculated by isotopic recombination of steps and  $2\sigma$  error calculated as standard error of the mean (SEM).

Probability ages were calculated as weighted mean. All the probability ages are within  $2\sigma$  confidence level (95%) calculated by SEM and include the error in J.

Isochron ages were calculated using the York's (1968) regression method. All the isochron ages are within  $2\sigma$  confidence level (95%) and include the error in J.

## References

- Fleck, R.J., Sutter, J.F., and Elliot, D.H., 1977, Interpretation of discordant  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age-spectra of mesozoic tholeiites from antarctica: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 41, p. 15–32, doi: 10.1016/0016-7037(77)90184-3.
- York, D., 1968, Least squares fitting of a straight line with correlated errors: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 5, p. 320–324, doi: 10.1016/S0012-821X(68)80059-7.

Supplementary Table A1

Sample	Run ID	36Ar/ 39Ar	36Ar/39Ar Error (1s)	37Ar/ 39Ar	37Ar/39Ar Error (1s)	38Ar/ 39Ar	38Ar/39Ar Error (1s)	40Ar/ 39Ar	40Ar/39Ar Error (1s)	40Ar*/ 39Ar	40Ar*/39Ar Error (1s)	%40Ar*	%40Ar* Error (1s)	Age (Ma)	Age (Ma) Error (1s)	EMV Axial	39Ar Moles	40Ar Moles	Run Date	Ar40 Disc	Disc Error 1s
DC-CM2	6874-01A	0,00712	0,00042	0,06	0,016	0,01304	0,00057	3,18	0,028	1,06	0,13	33,3	4	7,16	0,86	1,587119	1,56E-15	4,95E-15	01-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CM2	6874-01B	0,00242	0,00015	0,0039	0,0061	0,01294	0,00037	1,7577	0,0098	1,035	0,045	58,9	2,5	7,01	0,3	1,587115	3,97E-15	6,99E-15	01-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CM2	6874-01C	0,00057	0,00024	-0,011	0,011	0,01138	0,00056	1,096	0,011	0,924	0,071	84,4	6,5	6,26	0,48	1,587128	2,26E-15	2,48E-15	01-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CM2	6874-01D	0,00039	0,00012	0,0076	0,0063	0,011	0,00037	1,1332	0,0086	1,018	0,038	89,9	3,3	6,89	0,25	1,587116	3,88E-15	4,39E-15	01-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CM2	6874-01E	0,00008	0,00031	0,001	0,015	0,01223	0,00058	1,052	0,014	1,028	0,092	97,7	8,8	6,96	0,62	1,587119	1,57E-15	1,66E-15	01-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CM2	6874-01F	0,0003	0,00091	0,033	0,043	0,0144	0,0015	1,27	0,036	1,18	0,27	93	22	8	1,8	1,587113	5,43E-16	6,90E-16	01-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CM2	6874-01G	0,026	0,014	1,44	0,63	0,03	0,015	0,97	0,49	-6,6	4,1	-680	530	-46	28	1,587127	3,48E-17	3,37E-17	01-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CM2	6874-01H	0,12	0,15	-4	6,4	-0,32	0,28	-1,4	4,1	-36	45	2600	7800	-260	350	1,587116	3,64E-18	-5,06E-18	01-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CM2	6874-01I	0,25	0,19	-2,1	4,5	-0,03	0,12	0,6	3,1	-73	56	-12000	61000	-580	520	1,587118	4,58E-18	2,79E-18	01-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CM2	6874-01J	0,13	0,27	16	23	1	1,3	-1,4	7,5	-39	82	3000	14000	-280	650	1,587113	2,02E-18	-2,92E-18	01-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CM2	6874-02A	0,001009	0,000091	0,0211	0,0036	0,01218	0,00025	1,3098	0,0074	1,01	0,028	77,1	2,1	6,84	0,19	1,587121	6,53E-15	8,56E-15	02-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CM2	6874-02B	0,000119	0,000049	0,0128	0,0024	0,01204	0,00017	1,0935	0,0057	1,058	0,016	96,8	1,5	7,17	0,11	1,587118	9,20E-15	1,01E-14	02-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CM2	6874-02C	0,00053	0,00014	0,0082	0,0066	0,01138	0,00037	1,1004	0,0086	0,943	0,042	85,8	3,8	6,39	0,28	1,587116	3,84E-15	4,23E-15	02-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CM2	6874-02D	0,00092	0,00018	0,024	0,011	0,01192	0,00041	1,121	0,01	0,849	0,054	75,8	4,8	5,75	0,37	1,587108	2,87E-15	3,22E-15	02-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CM2	6874-02E	0,00027	0,00022	0,0232	0,0083	0,01171	0,00052	1,146	0,01	1,067	0,066	93,1	5,8	7,22	0,45	1,587116	2,46E-15	2,82E-15	02-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CM2	6874-02F	0,00106	0,00026	0,025	0,013	0,01286	0,00061	1,168	0,013	0,854	0,078	73,2	6,7	5,78	0,53	1,587108	1,84E-15	2,15E-15	02-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CM2	6874-02G	0,00071	0,00013	0,0304	0,0067	0,01316	0,00037	1,216	0,0083	1,004	0,04	82,6	3,3	6,8	0,27	1,587111	3,71E-15	4,51E-15	02-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CM2	6874-02H	0,00055	0,00012	0,0159	0,0077	0,01094	0,00035	1,1926	0,0079	1,028	0,036	86,3	3	6,96	0,24	1,587112	4,39E-15	5,24E-15	02-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CM2	6874-02I	0,0078	0,0068	0,77	0,48	0,0229	0,0085	1,35	0,23	-0,9	2	-70	150	-6	14	1,587116	6,92E-17	9,37E-17	02-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CM2	6874-02J	0,029	0,017	0,41	0,95	0,009	0,017	3,18	0,69	-5,4	5	-170	160	-37	34	1,587119	2,58E-17	8,18E-17	02-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CTA	6875-01A	0,4137	0,004	0,099	0,016	0,0923	0,0013	124,72	0,74	1,2	1,3	0,98	0,77	8,3	8,6	1,587113	2,48E-15	3,09E-13	02-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CTA	6875-01B	0,2411	0,0023	0,1075	0,0054	0,05832	0,00062	71,9	0,38	-0,07	0,77	-0,09	0,83	-0,5	5,2	1,587117	8,68E-15	6,24E-13	02-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CTA	6875-01C	0,1093	0,0011	0,0816	0,0024	0,03259	0,00031	33,23	0,12	0,59	0,39	1,78	0,98	4	2,7	1,587114	1,54E-14	5,13E-13	02-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CTA	6875-01D	0,05305	0,00057	0,0548	0,0016	0,02177	0,00024	17,116	0,053	1,28	0,2	7,48	0,97	8,7	1,3	1,587116	2,67E-14	4,57E-13	02-10-2011	0,9986	0,0017
DC-CTA	6875-01E	0,02731	0,00028	0,03627	0,00085	0,01608	0,00013	9,371	0,024	1,22	0,1	13,02	0,89	8,26	0,7	1,587122	5,08E-14	4,76E-13	02-10-2011	0,9986	0,0018
DC-CTA	6875-01F	0,00906	0,000042	0,03305	0,0005	0,01315	0,000071	3,9431	0,0098	1,24	0,025	31,45	0,3	8,39	0,17	1,587114	1,24E-13	4,88E-13	02-10-2011	0,9986	0,0018
DC-CTA	6875-01G	0,003719	0,000033	0,05664	0,00065	0,012262	0,000073	2,1859	0,0055	1,079	0,014	49,39	0,47	7,307	0,097	1,587114	8,52E-14	1,86E-13	02-10-2011	0,9986	0,0018
DC-CTA	6875-01H	0,006256	0,000071	0,2082	0,0014	0,012822	0,000066	2,9275	0,007	1,075	0,026	36,73	0,72	7,28	0,18	1,587109	1,49E-13	4,38E-13	02-10-2011	0,9986	0,0018
DC-CTA	6875-01I	0,005899	0,000066	0,3921	0,0052	0,01293	0,00011	2,8641	0,0092	1,132	0,025	39,54	0,69	7,67	0,17	1,58711	4,30E-14	1,23E-13	02-10-2011	0,9986	0,0018
DC-CTA	6875-01J	0,005665	0,00008	0,6374	0,0065	0,01272	0,00019	2,7823	0,0096	1,14	0,028	40,95	0,87	7,72	0,19	1,587103	1,79E-14	4,97E-14	02-10-2011	0,9986	0,0018

Sample	Run ID	36Ar/ 39Ar	36Ar/39Ar Error (1s)	37Ar/ 39Ar	37Ar/39Ar Error (1s)	38Ar/ 39Ar	38Ar/39Ar Error (1s)	40Ar/ 39Ar	40Ar/39Ar Error (1s)	40Ar*/ 39Ar	40Ar*/39Ar Error (1s)	%40Ar*	%40Ar* Error (1s)	Age (Ma)	Age (Ma) Error (1s)	EMV Axial	39Ar Moles	40Ar Moles	Run Date	Ar40 Disc	Disc Error 1s
DC-CTA	6875-02A	0,3349	0,0027	0,336	0,011	0,076	0,0011	102	0,61	2,04	0,92	2	0,56	13,8	6,2	1,587113	2,79E-15	2,85E-13	02-10-2011	0,9986	0,0018
DC-CTA	6875-02B	0,1933	0,002	0,1425	0,0052	0,05007	0,0005	59,41	0,29	1,7	0,67	2,86	0,88	11,5	4,5	1,587101	9,33E-15	5,54E-13	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-CTA	6875-02C	0,07774	0,00041	0,092	0,0026	0,02691	0,00024	24,888	0,095	1,69	0,19	6,77	0,38	11,4	1,3	1,587103	1,60E-14	3,99E-13	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-CTA	6875-02D	0,04201	0,00044	0,0785	0,0022	0,01904	0,00018	13,791	0,044	1,25	0,16	9,08	0,92	8,5	1,1	1,587105	2,36E-14	3,26E-13	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-CTA	6875-02E	0,02185	0,00024	0,04155	0,00089	0,01498	0,00011	7,48	0,02	0,959	0,087	12,82	0,96	6,5	0,59	1,587101	4,37E-14	3,27E-13	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-CTA	6875-02F	0,008249	0,000094	0,03621	0,00068	0,012919	0,000069	3,5446	0,008	1,084	0,034	30,58	0,78	7,34	0,23	1,587111	1,25E-13	4,42E-13	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-CTA	6875-02G	0,002375	0,00003	0,05227	0,00082	0,011868	0,000063	1,8191	0,0045	1,113	0,012	61,23	0,51	7,538	0,079	1,587115	9,98E-14	1,82E-13	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-CTA	6875-02H	0,003551	0,00003	0,2182	0,0021	0,012524	0,000083	2,1483	0,0057	1,104	0,013	51,4	0,44	7,476	0,091	1,587103	7,47E-14	1,61E-13	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-CTA	6875-02I	0,004138	0,000035	0,1966	0,0014	0,01261	0,00009	2,3398	0,0059	1,119	0,015	47,83	0,47	7,58	0,1	1,587097	8,59E-14	2,01E-13	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-CTA	6875-02J	0,003863	0,000042	0,408	0,0026	0,01242	0,000082	2,2872	0,0061	1,165	0,017	50,93	0,58	7,89	0,11	1,587103	6,08E-14	1,39E-13	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-04	6768-01A	0,0137	0,00054	0,05	0,1	0,01343	0,00087	5,552	0,051	1,47	0,16	26,4	2,9	9,7	1,1	1,587096	1,46E-15	8,10E-15	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-04	6768-01B	0,00594	0,00032	0,004	0,064	0,01169	0,00055	2,846	0,024	1,072	0,097	37,7	3,4	7,14	0,64	1,587103	2,13E-15	6,06E-15	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-04	6768-01C	0,0021	0,00029	0,011	0,064	0,01247	0,00055	1,727	0,016	1,101	0,087	63,8	5	7,33	0,58	1,5871	2,33E-15	4,02E-15	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-04	6768-01D	0,001	0,0002	0,03	0,074	0,01329	0,00037	1,429	0,012	1,134	0,061	79,4	4,3	7,55	0,41	1,587097	3,02E-15	4,31E-15	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-04	6768-01E	0,00243	0,00017	0,054	0,049	0,01241	0,00035	1,923	0,013	1,2	0,052	62,4	2,7	7,99	0,34	1,587092	3,44E-15	6,62E-15	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-04	6768-01F	0,00116	0,00015	0,021	0,039	0,01302	0,00043	1,39	0,011	1,045	0,044	75,2	3,2	6,96	0,3	1,587102	3,84E-15	5,34E-15	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-04	6768-01G	0,000826	0,000095	0,035	0,018	0,0118	0,00024	1,2905	0,0069	1,046	0,029	81,1	2,3	6,96	0,19	1,587101	7,50E-15	9,68E-15	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-04	6768-01H	0,000551	0,000039	0,0187	0,0075	0,0116	0,00018	1,2629	0,0053	1,099	0,013	87,08	0,99	7,316	0,086	1,5871	1,81E-14	2,29E-14	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-04	6768-01I	0,00066	0,00022	0,021	0,056	0,01191	0,00051	1,18	0,011	0,983	0,065	83,4	5,5	6,54	0,43	1,587103	2,27E-15	2,68E-15	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-04	6768-01J	0,00022	0,00072	0,07	0,17	0,0131	0,0013	1,124	0,028	1,06	0,22	95	19	7,1	1,4	1,587098	7,21E-16	8,11E-16	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-04	6768-01K	-0,0069	0,0076	-0,1	2,2	0,0117	0,0088	1,5	0,25	3,6	2,3	240	150	24	15	1,587107	6,50E-17	9,76E-17	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-04	6768-02A	0,0347	0,0011	0,1	0,19	0,0211	0,0012	11,84	0,14	1,5	0,33	12,6	2,7	10	2,2	1,587105	7,54E-16	8,93E-15	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-04	6768-02B	0,00209	0,00029	0,169	0,079	0,01261	0,0005	1,87	0,017	1,259	0,088	67,3	4,7	8,38	0,58	1,587108	1,97E-15	3,69E-15	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-04	6768-02C	0,00073	0,00019	0,008	0,047	0,01301	0,00044	1,406	0,012	1,188	0,059	84,5	4,2	7,9	0,39	1,587108	2,93E-15	4,12E-15	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-04	6768-02D	0,00102	0,00017	0,137	0,068	0,01293	0,00045	1,394	0,011	1,1	0,053	79	3,8	7,32	0,35	1,587108	3,10E-15	4,32E-15	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-04	6768-02E	0,00062	0,00016	0,062	0,038	0,01215	0,00043	1,3646	0,0092	1,183	0,048	86,7	3,5	7,87	0,32	1,587104	3,49E-15	4,77E-15	03-10-2011	0,9986	0,0018
DC-04	6768-02F	0,00069	0,00014	-0,017	0,055	0,01128	0,00043	1,2148	0,0087	1,007	0,043	82,9	3,6	6,7	0,29	1,587111	3,61E-15	4,38E-15	04-10-2011	0,9986	0,0018
DC-04	6768-02G	0,000451	0,000061	0,02	0,016	0,01255	0,00024	1,2433	0,0064	1,109	0,019	89,3	1,6	7,38	0,13	1,587108	9,23E-15	1,15E-14	04-10-2011	0,9986	0,0018
DC-04	6768-02H	0,000357	0,000034	-0,0168	0,0087	0,01207	0,00018	1,1798	0,006	1,071	0,012	90,85	0,97	7,13	0,078	1,587106	1,72E-14	2,03E-14	04-10-2011	0,9986	0,0018
DC-04	6768-02I	0,0005	0,00034	0,05	0,11	0,0136	0,0006	1,116	0,018	0,97	0,1	87	9,3	6,46	0,88	1,587112	1,51E-15	1,68E-15	04-10-2011	0,9986	0,0018
DC-04	6768-02J	-0,0123	0,0066	0,8	2,2	0,0002	0,0079	1,07	0,23	4,8	2	450	210	32	13	1,587113	8,03E-17	8,60E-17	04-10-2011	0,9986	0,0018
DC-04	6768-02K	0,015	0,018	-13,6	5,7	-0,041	0,023	1,78	0,69	-3,7	5,3	-210	310	-25	36	1,587105	2,69E-17	4,80E-17	04-10-2011	0,9986	0,0018

Sample	Run ID	36Ar/ 39Ar	36Ar/39Ar Error (1s)	37Ar/ 39Ar	37Ar/39Ar Error (1s)	38Ar/ 39Ar	38Ar/39Ar Error (1s)	40Ar/ 39Ar	40Ar/39Ar Error (1s)	40Ar*/ 39Ar	40Ar*/39Ar Error (1s)	%40Ar*	%40Ar* Error (1s)	Age (Ma)	Age (Ma) Error (1s)	EMV Axial	39Ar Moles	40Ar Moles	Run Date	Ar40 Disc	Disc Error 1s
DC-21	6769-01A	0,01305	0,00048	0,23	0,12	0,0155	0,0011	5,109	0,041	1,23	0,14	24,1	2,8	8,18	0,96	1,587107	1,22E-15	6,25E-15	04-10-2011	0,9986	0,0018
DC-21	6769-01B	0,00138	0,00013	0,05	0,032	0,01244	0,00035	1,5613	0,0095	1,152	0,039	73,8	2,5	7,67	0,26	1,587119	4,52E-15	7,05E-15	04-10-2011	0,9986	0,0018
DC-21	6769-01C	0,00071	0,00012	-0,004	0,038	0,01255	0,00039	1,419	0,0097	1,207	0,038	85,1	2,6	8,03	0,25	1,58711	3,95E-15	5,60E-15	04-10-2011	0,9986	0,0018
DC-21	6769-01D	0,00199	0,00013	-0,011	0,028	0,01243	0,00038	1,841	0,011	1,245	0,04	67,7	2,1	8,29	0,27	1,587114	4,58E-15	8,42E-15	04-10-2011	0,9986	0,0018
DC-21	6769-01E	0,00049	0,00015	0,013	0,04	0,01264	0,00037	1,423	0,011	1,277	0,045	89,8	3,2	8,5	0,3	1,587114	3,52E-15	5,00E-15	04-10-2011	0,9986	0,0018
DC-21	6769-01F	0,00023	0,00015	-0,02	0,039	0,01194	0,00037	1,3825	0,0094	1,312	0,047	94,9	3,4	8,73	0,31	1,587112	3,39E-15	4,69E-15	04-10-2011	0,9986	0,0018
DC-21	6769-01G	0,000892	0,000074	0,05	0,018	0,01183	0,00029	1,4364	0,0082	1,173	0,024	81,7	1,6	7,81	0,16	1,587105	7,21E-15	1,04E-14	04-10-2011	0,9986	0,0018
DC-21	6769-01H	0,000586	0,000075	0,026	0,016	0,01245	0,00027	1,42	0,0073	1,246	0,024	87,8	1,7	8,29	0,16	1,587109	7,99E-15	1,13E-14	04-10-2011	0,9986	0,0018
DC-21	6769-01I	0,00035	0,000077	0,021	0,022	0,01222	0,00025	1,3822	0,0087	1,279	0,025	92,6	1,8	8,51	0,16	1,587107	6,77E-15	9,36E-15	04-10-2011	0,9986	0,0018
DC-21	6769-01J	0,00049	0,00075	0,31	0,21	0,014	0,0012	1,286	0,032	1,16	0,23	90	18	7,7	1,5	1,587111	6,12E-16	7,87E-16	04-10-2011	0,9986	0,0018
DC-21	6769-02A	0,1576	0,0011	1,06	0,04	0,04342	0,00048	48,63	0,17	1,67	0,47	3,42	0,65	11,1	3,1	1,587106	6,50E-15	3,16E-13	04-10-2011	0,9986	0,0018
DC-21	6769-02B	0,02533	0,0003	0,191	0,033	0,01769	0,00038	8,279	0,029	0,73	0,1	8,8	1	4,86	0,68	1,58711	8,47E-15	7,01E-14	04-10-2011	0,9986	0,0018
DC-21	6769-02C	0,03566	0,00042	0,146	0,047	0,0208	0,00039	11,764	0,044	1,13	0,15	9,6	1	7,52	0,97	1,587104	5,97E-15	7,03E-14	04-10-2011	0,9986	0,0018
DC-21	6769-02D	0,03472	0,00042	-0,127	0,042	0,02035	0,00041	11,326	0,051	0,95	0,14	8,4	1,1	6,33	0,95	1,587108	4,64E-15	5,26E-14	04-10-2011	0,9986	0,0018
DC-21	6769-02E	0,03	0,00051	0,242	0,099	0,01859	0,00061	10,037	0,057	1,1	0,16	10,9	1,5	7,3	1,1	1,58711	2,99E-15	3,00E-14	04-10-2011	0,9986	0,0018
DC-21	6769-02F	0,02753	0,00044	-0,04	0,1	0,0183	0,0006	9,567	0,053	1,34	0,14	14,1	1,3	8,95	0,93	1,587106	2,62E-15	2,51E-14	04-10-2011	0,9986	0,0018
DC-21	6769-02G	0,01602	0,00035	0,389	0,09	0,01637	0,00046	5,76	0,037	1,01	0,11	17,5	1,8	6,7	0,73	1,5871	2,74E-15	1,58E-14	04-10-2011	0,9986	0,0018
DC-21	6769-02H	0,0032	0,00038	1,19	0,14	0,01215	0,00066	2,217	0,019	1,35	0,12	61	5,2	9	0,77	1,587112	1,67E-15	3,70E-15	04-10-2011	0,9986	0,0018
DC-21	6769-02I	0,00079	0,00035	1,4	0,15	0,01268	0,00071	1,475	0,02	1,35	0,11	91,4	7,3	8,97	0,71	1,587112	1,49E-15	2,19E-15	05-10-2011	0,9986	0,0018
DC-21	6769-02J	0,00187	0,00086	0,25	0,37	0,0113	0,0014	1,454	0,041	0,91	0,26	63	18	6,1	1,7	1,587112	5,58E-16	8,12E-16	05-10-2011	0,9986	0,0018
DC-17	6770-01A	0,0125	0,0015	-0,83	0,57	0,0152	0,002	8,04	0,16	4,23	0,45	52,6	5,5	28	3	1,587113	3,67E-16	2,95E-15	05-10-2011	0,9986	0,0018
DC-17	6770-01B	0,00375	0,0003	-0,03	0,15	0,01166	0,00053	2,545	0,018	1,421	0,091	55,9	3,6	9,46	0,6	1,58711	1,91E-15	4,85E-15	05-10-2011	0,9986	0,0018
DC-17	6770-01C	0,00145	0,00015	-0,024	0,066	0,01268	0,00036	1,924	0,012	1,489	0,046	77,4	2,3	9,9	0,3	1,587115	3,20E-15	6,16E-15	05-10-2011	0,9986	0,0018
DC-17	6770-01D	0,001302	0,000086	-0,018	0,03	0,01208	0,00025	1,8601	0,0089	1,469	0,027	79	1,4	9,77	0,18	1,587113	7,59E-15	1,41E-14	05-10-2011	0,9986	0,0018
DC-17	6770-01E	0,001195	0,000069	0,008	0,025	0,01213	0,00018	1,7683	0,008	1,411	0,022	79,8	1,2	9,39	0,15	1,58711	8,75E-15	1,55E-14	05-10-2011	0,9986	0,0018
DC-17	6770-01F	0,00129	0,00025	0,03	0,12	0,01182	0,00056	1,886	0,016	1,504	0,077	79,8	4	10	0,51	1,587108	2,13E-15	4,02E-15	05-10-2011	0,9986	0,0018
DC-17	6770-01G	0,001271	0,000067	0,031	0,027	0,01238	0,00018	1,7649	0,0074	1,387	0,021	78,6	1,2	9,23	0,14	1,587106	8,94E-15	1,58E-14	05-10-2011	0,9986	0,0018
DC-17	6770-01H	0,00011	0,00055	0,44	0,24	0,011	0,00098	1,437	0,027	1,44	0,17	100	12	9,6	1,1	1,587109	8,80E-16	1,26E-15	05-10-2011	0,9986	0,0018
DC-17	6770-01I	0,0007	0,00022	0,157	0,086	0,01207	0,00055	1,743	0,012	1,545	0,067	88,7	3,9	10,28	0,45	1,587107	2,71E-15	4,73E-15	05-10-2011	0,9986	0,0018
DC-17	6770-01J	0,008	0,011	-0,5	4,6	0,016	0,013	6,87	0,59	4,5	3,3	66	47	30	21	1,58711	5,10E-17	3,50E-16	05-10-2011	0,9986	0,0018

Sample	Run ID	36Ar/ 39Ar	36Ar/39Ar Error (1s)	37Ar/ 39Ar	37Ar/39Ar Error (1s)	38Ar/ 39Ar	38Ar/39Ar Error (1s)	40Ar/ 39Ar	40Ar/39Ar Error (1s)	40Ar*/ 39Ar	40Ar*/39Ar Error (1s)	%40Ar*	%40Ar* Error (1s)	Age (Ma)	Age (Ma) Error (1s)	EMV Axial	39Ar Moles	40Ar Moles	Run Date	Ar40 Disc	Disc Error 1s
DC-17	6770-02A	0,0433	0,0011	0,28	0,24	0,0204	0,0012	18,15	0,18	5,23	0,32	28,8	1,7	34,5	2,1	1,587106	9,44E-16	1,71E-14	05-10-2011	0,9986	0,0018
DC-17	6770-02B	0,01026	0,00043	-0,14	0,15	0,01484	0,00074	4,771	0,042	1,7	0,13	35,6	2,7	11,28	0,87	1,587106	1,55E-15	7,38E-15	05-10-2011	0,9982	0,0018
DC-17	6770-02C	0,00246	0,0003	0,13	0,14	0,01238	0,00057	2,103	0,02	1,378	0,09	65,6	4,3	9,17	0,6	1,587116	1,75E-15	3,68E-15	05-10-2011	0,9982	0,0018
DC-17	6770-02D	0,00199	0,00023	0,04	0,14	0,01337	0,00051	2,005	0,016	1,415	0,072	70,6	3,5	9,41	0,47	1,587108	2,60E-15	5,22E-15	05-10-2011	0,9982	0,0018
DC-17	6770-02E	0,00241	0,0002	0,032	0,082	0,01171	0,00051	2,115	0,016	1,396	0,062	66	2,9	9,28	0,41	1,587102	2,98E-15	6,30E-15	05-10-2011	0,9982	0,0018
DC-17	6770-02F	0,00144	0,00015	0,031	0,059	0,01141	0,00041	1,952	0,012	1,523	0,045	78	2,3	10,13	0,3	1,587116	3,60E-15	7,02E-15	05-10-2011	0,9982	0,0018
DC-17	6770-02G	0,000786	0,000026	-0,0013	0,0085	0,01191	0,00012	1,6553	0,0055	1,4197	0,0097	85,81	0,5	9,444	0,064	1,587115	2,72E-14	4,51E-14	05-10-2011	0,9982	0,0018
DC-17	6770-02H	0,000325	0,000035	0,016	0,015	0,01154	0,00018	1,4351	0,0055	1,338	0,012	93,31	0,81	8,905	0,079	1,587101	1,72E-14	2,46E-14	05-10-2011	0,9982	0,0018
DC-17	6770-02I	0,00047	0,00011	0,006	0,053	0,01162	0,00034	1,3912	0,009	1,251	0,034	90	2,4	8,33	0,22	1,587117	4,76E-15	6,63E-15	05-10-2011	0,9982	0,0018
DC-17	6770-02J	0,00123	0,00053	0,59	0,29	0,00938	0,00086	1,353	0,025	1,03	0,16	76	12	6,9	1,1	1,587108	9,62E-16	1,30E-15	05-10-2011	0,9982	0,0018
DC-CN	6771-01A	0,03551	0,00058	0,23	0,074	0,0231	0,00058	12,103	0,062	1,52	0,18	12,5	1,4	10,1	1,2	1,587108	2,98E-15	3,61E-14	06-10-2011	0,9982	0,0018
DC-CN	6771-01B	0,01435	0,00016	0,024	0,024	0,01813	0,0003	5,635	0,021	1,352	0,057	23,99	0,82	8,99	0,38	1,587116	9,21E-15	5,19E-14	06-10-2011	0,9982	0,0018
DC-CN	6771-01C	0,003667	0,000082	0,054	0,016	0,01402	0,00017	2,2199	0,0093	1,129	0,027	50,9	1,1	7,51	0,18	1,587113	1,41E-14	3,12E-14	06-10-2011	0,9982	0,0018
DC-CN	6771-01D	0,001504	0,000039	0,025	0,0086	0,01209	0,00015	1,5349	0,0056	1,087	0,013	70,84	0,79	7,234	0,088	1,587113	2,55E-14	3,92E-14	06-10-2011	0,9982	0,0018
DC-CN	6771-01E	0,000644	0,000022	0,0247	0,006	0,01157	0,00011	1,2833	0,0039	1,092	0,008	85,14	0,55	7,269	0,053	1,587113	3,79E-14	4,87E-14	06-10-2011	0,9982	0,0018
DC-CN	6771-01F	0,000399	0,000013	0,0288	0,0041	0,011653	0,000097	1,1895	0,0033	1,0718	0,0053	90,16	0,37	7,134	0,035	1,587122	5,45E-14	6,49E-14	06-10-2011	0,9982	0,0018
DC-CN	6771-01G	0,000531	0,00002	0,052	0,0046	0,01175	0,0001	1,2286	0,0038	1,0734	0,0072	87,42	0,53	7,145	0,048	1,587116	4,85E-14	5,96E-14	06-10-2011	0,9982	0,0018
DC-CN	6771-01H	0,000905	0,000014	0,106	0,003	0,012053	0,000069	1,3365	0,0037	1,0735	0,0063	80,37	0,38	7,146	0,042	1,587112	1,17E-13	1,56E-13	06-10-2011	0,9982	0,0018
DC-CN	6771-01I	0,000837	0,000042	0,11	0,014	0,01252	0,00016	1,3436	0,005	1,102	0,014	82,03	0,98	7,332	0,091	1,587114	1,91E-14	2,56E-14	06-10-2011	0,9982	0,0018
DC-CN	6771-01J	0,000954	0,000021	0,1778	0,0061	0,011994	0,000085	1,3667	0,0036	1,0946	0,008	80,13	0,52	7,286	0,053	1,587112	5,38E-14	7,35E-14	06-10-2011	0,9982	0,0018
DC-CN	6771-02A	0,03376	0,00051	0,133	0,079	0,02232	0,00046	11,081	0,057	1,01	0,16	9,1	1,3	6,7	1,1	1,587104	3,10E-15	3,43E-14	06-10-2011	0,9982	0,0018
DC-CN	6771-02B	0,01334	0,00015	0,044	0,025	0,01717	0,00024	5,297	0,019	1,316	0,054	24,85	0,83	8,76	0,36	1,587098	1,11E-14	5,89E-14	06-10-2011	0,9982	0,0018
DC-CN	6771-02C	0,003777	0,000076	0,047	0,016	0,01436	0,00018	2,2867	0,0087	1,162	0,025	50,8	1	7,73	0,17	1,587112	1,67E-14	3,81E-14	06-10-2011	0,9982	0,0018
DC-CN	6771-02D	0,001511	0,000037	0,0383	0,0077	0,01204	0,00012	1,575	0,0051	1,126	0,013	71,52	0,72	7,494	0,084	1,587105	3,26E-14	5,13E-14	06-10-2011	0,9982	0,0018
DC-CN	6771-02E	0,000565	0,000018	0,0268	0,0054	0,01157	0,000081	1,2578	0,0037	1,0903	0,0067	86,74	0,46	7,258	0,045	1,587103	5,02E-14	6,31E-14	06-10-2011	0,9982	0,0018
DC-CN	6771-02F	0,000301	0,000011	0,026	0,0033	0,011764	0,000093	1,1809	0,0029	1,0923	0,0047	92,56	0,32	7,271	0,031	1,587107	7,08E-14	8,36E-14	06-10-2011	0,9982	0,0018
DC-CN	6771-02G	0,000399	0,000016	0,0525	0,005	0,011838	0,000083	1,1952	0,0033	1,0792	0,006	90,35	0,45	7,184	0,04	1,587109	5,55E-14	6,63E-14	06-10-2011	0,9982	0,0018
DC-CN	6771-02H	0,000828	0,000013	0,1212	0,0029	0,012225	0,000061	1,3117	0,0033	1,0731	0,0057	81,85	0,34	7,143	0,038	1,58711	1,44E-13	1,89E-13	06-10-2011	0,9982	0,0018
DC-CN	6771-02I	0,000913	0,000029	0,1172	0,0082	0,011877	0,000096	1,3302	0,005	1,066	0,01	80,17	0,72	7,095	0,068	1,587108	3,42E-14	4,55E-14	06-10-2011	0,9982	0,0018
DC-CN	6771-02J	0,000802	0,000028	0,1671	0,0084	0,012194	0,000097	1,3091	0,0044	1,0817	0,0098	82,67	0,69	7,2	0,065	1,587112	3,71E-14	4,86E-14	06-10-2011	0,9982	0,0018

Sample	Run ID	36Ar/ 39Ar	36Ar/39Ar Error (1s)	37Ar/ 39Ar	37Ar/39Ar Error (1s)	38Ar/ 39Ar	38Ar/39Ar Error (1s)	40Ar/ 39Ar	40Ar/39Ar Error (1s)	40Ar*/ 39Ar	40Ar*/39Ar Error (1s)	%40Ar*	%40Ar* Error (1s)	Age (Ma)	Age (Ma) Error (1s)	EMV Axial	39Ar Moles	40Ar Moles	Run Date	Ar40 Disc	Disc Error 1s
08LA-2	7288-01A	0,59	0,12	1,03	0,82	0,115	0,047	229	46	53	16	23,2	4,9	310	83	1.654.562	2,73E-17	6,26E-15	11/30/2012	0,9993	0,0015
08LA-2	7288-01B	0,089	0,011	-0,18	0,22	-0,002	0,012	41,3	2,3	14,6	3,2	35,4	7,5	90	19	1.654.553	9,63E-17	3,98E-15	11/30/2012	0,9993	0,0015
08LA-2	7288-01C	0,0054	0,0019	-0,03	0,055	0,0118	0,0028	3.557	0,094	1,94	0,57	55	16	12,3	3,6	165.455	4,16E-16	1,48E-15	11/30/2012	0,9993	0,0015
08LA-2	7288-01D	0,0019	0,0015	-0,11	0,037	0,0104	0,0021	1.986	0,054	1,42	0,46	71	23	9	2,9	1.654.553	5,47E-16	1,09E-15	11/30/2012	0,9993	0,0015
08LA-2	7288-01E	0,001	0,00018	-0,0086	0,005	0,01095	0,00035	1.426	0,01	1.124	0,056	78,9	3,9	7,11	0,35	1.654.559	4,32E-15	6,16E-15	12/01/2012	0,9993	0,0015
08LA-2	7288-01F	0,00004	0,00019	-0,0007	0,0053	0,01101	0,00028	12.923	0,009	1,28	0,057	99,1	4,4	8,09	0,36	1.654.571	4,65E-15	6,02E-15	12/01/2012	0,9993	0,0015
08LA-2	7288-01G	0,00006	0,00016	0,0116	0,0051	0,01199	0,00034	12.048	0,009	1.187	0,049	98,6	4,1	7,5	0,31	1.654.563	4,76E-15	5,74E-15	12/01/2012	0,9993	0,0015
08LA-2	7288-01H	0,000192	0,000055	-0,0007	0,0018	0,01137	0,00018	12.819	0,0061	1.224	0,017	95,5	1,3	7,73	0,11	1.654.564	1,27E-14	1,63E-14	12/03/2012	10005	0,0016
08LA-2	7288-01I	0,000169	0,000033	0,0001	0,0011	0,01183	0,00013	12.229	0,0043	1.172	0,011	95,87	0,85	7,406	0,068	1.654.566	2,39E-14	2,92E-14	12/03/2012	10005	0,0016
08LA-2	7288-01J	5,00E-06	0,00005	0,0005	0,0015	0,01138	0,00013	12.053	0,0047	1.203	0,016	99,9	1,3	7,604	0,099	1.654.556	1,64E-14	1,97E-14	12/03/2012	10005	0,0016
08LA-2	7288-01K	0,142	0,02	-0,75	0,54	0,04	0,018	36,9	3,2	-5,6	4,9	-15	13	-36	32	1.654.559	5,12E-17	1,89E-15	12/03/2012	10005	0,0016
08LA-2	7288-02D	0,00322	0,00036	-0,0027	0,0082	0,01197	0,00048	1.948	0,017	0,98	0,11	50,5	5,5	6,22	0,68	1.654.565	2,68E-15	5,21E-15	12/01/2012	0,9993	0,0015
08LA-2	7288-02E	0,00012	0,00025	0,0197	0,0087	0,0116	0,00046	1.225	0,011	1.189	0,076	97,1	6,2	7,52	0,48	1.654.551	2,91E-15	3,56E-15	12/03/2012	10005	0,0016
08LA-2	7288-02F	0,0004	0,00016	0,0005	0,0046	0,01209	0,0003	1.187	0,0081	1.067	0,048	89,9	4	6,75	0,3	1.654.554	4,99E-15	5,92E-15	12/03/2012	10005	0,0016
08LA-2	7288-02G	0,000123	0,000075	0,0024	0,0019	0,01196	0,0002	1.165	0,0064	1.128	0,023	96,9	2	7,13	0,15	1.654.549	1,15E-14	1,34E-14	12/03/2012	10005	0,0016
08LA-2	7288-02H	7,00E-06	0,00009	0,002	0,0016	0,01151	0,00014	1.141	0,0048	1.138	0,027	99,8	2,4	7,19	0,17	165.456	1,38E-14	1,57E-14	12/03/2012	10005	0,0016
08LA-2	7288-02I	-5,00E-06	0,000047	0,0033	0,0017	0,01176	0,00014	11.476	0,0047	1.149	0,015	100,2	1,3	7,261	0,094	1.654.551	1,54E-14	1,76E-14	12/03/2012	10005	0,0016
08LA-2	7288-02J	0,0019	0,001	-0,018	0,027	0,0105	0,0013	1.248	0,031	0,67	0,31	54	25	4,3	1,9	1.654.549	7,89E-16	9,85E-16	12/03/2012	10005	0,0016
08LA-2	7288-02K	0,098	0,046	-0,5	1,3	-0,093	0,054	13,4	3,1	-16	13	-118	91	-103	84	1.654.541	1,94E-17	2,60E-16	12/03/2012	10005	0,0016
DC-27	7289-01A	0,272	0,036	0,74	0,64	0,07	0,022	77,2	8,5	-3,9	5,9	-5,1	7,6	-25	38	1.654.552	4,12E-17	3,18E-15	12/04/2012	10005	0,0016
DC-27	7289-01B	0,0337	0,0041	0,06	0,12	0,0195	0,005	13,42	0,39	3,4	1,2	25	9,1	21,1	7,7	1.654.552	2,00E-16	2,68E-15	12/04/2012	10005	0,0016
DC-27	7289-01C	0,01136	0,00076	0,023	0,02	0,0157	0,001	4.909	0,047	1,52	0,23	30,9	4,6	9,6	1,4	1.654.554	1,15E-15	5,63E-15	12/04/2012	10005	0,0016
DC-27	7289-01D	0,0067	0,00048	0,01	0,012	0,01399	0,00057	3.739	0,027	1,74	0,14	46,5	3,8	10,98	0,91	1.654.553	2,00E-15	7,47E-15	12/04/2012	10005	0,0016
DC-27	7289-01E	0,00206	0,00017	0,0006	0,0054	0,01262	0,00031	2.112	0,012	1.497	0,053	70,9	2,5	9,46	0,33	1.654.548	4,69E-15	9,90E-15	12/04/2012	10005	0,0016
DC-27	7289-01F	0,00075	0,00012	-0,0052	0,0043	0,01189	0,00024	16.968	0,008	1.471	0,038	86,8	2,2	9,3	0,24	1.654.552	5,72E-15	9,70E-15	12/04/2012	10005	0,0016
DC-27	7289-01G	0,00044	0,00011	-0,0071	0,0034	0,012	0,00018	15.747	0,007	1.441	0,033	91,6	2,1	9,1	0,21	1.654.551	6,70E-15	1,05E-14	12/04/2012	10005	0,0016
DC-27	7289-01H	0,000397	0,000068	-0,0045	0,0023	0,01206	0,00017	15.426	0,0069	1.423	0,021	92,3	1,4	8,99	0,13	1.654.546	1,16E-14	1,78E-14	12/04/2012	10005	0,0016
DC-27	7289-01I	0,000191	0,000045	-0,0006	0,0014	0,01198	0,00016	15.165	0,0053	1.459	0,014	96,24	0,93	9,216	0,091	1.654.551	1,94E-14	2,94E-14	12/04/2012	10005	0,0016
DC-27	7289-01J	0,000152	0,000016	-0,00139	0,00053	0,01174	0,00012	14.675	0,004	1.421	0,0063	96,89	0,38	8,979	0,039	1.654.552	4,62E-14	6,78E-14	12/04/2012	10005	0,0016
DC-27	7289-01K	0,00034	0,00045	0,003	0,013	0,01207	0,0007	1.457	0,017	1,35	0,14	93	9,4	8,56	0,86	1.654.556	1,84E-15	2,69E-15	12/04/2012	10005	0,0016

Sample	Run ID	36Ar/ 39Ar	36Ar/39Ar Error (1s)	37Ar/ 39Ar	37Ar/39Ar Error (1s)	38Ar/ 39Ar	38Ar/39Ar Error (1s)	40Ar/ 39Ar	40Ar/39Ar Error (1s)	40Ar*/ 39Ar	40Ar*/39Ar Error (1s)	%40Ar*	%40Ar* Error (1s)	Age (Ma)	Age (Ma) Error (1s)	EMV Axial	39Ar Moles	40Ar Moles	Run Date	Ar40 Disc	Disc Error 1s
DC-27	7289-02A	0,094	0,013	-0,26	0,35	0,053	0,015	24,9	1,7	-3,1	3,4	-12	14	-20	22	1.654.558	7,12E-17	1,78E-15	12/04/2012	10005	0,0016
DC-27	7289-02B	0,0337	0,0031	0,3	0,086	0,0237	0,0037	9,52	0,22	-0,5	0,91	-5,3	9,5	-3,2	5,8	1.654.569	2,82E-16	2,68E-15	12/04/2012	10005	0,0016
DC-27	7289-02C	0,01371	0,00067	-0,021	0,018	0,01482	0,00081	5,617	0,048	1,52	0,2	27,1	3,6	9,6	1,3	1.654.569	1,40E-15	7,84E-15	12/04/2012	10005	0,0016
DC-27	7289-02D	0,00723	0,00039	0,0009	0,0094	0,0133	0,00052	3,611	0,023	1,45	0,12	40,2	3,2	9,17	0,74	1.654.568	2,41E-15	8,70E-15	12/04/2012	10005	0,0016
DC-27	7289-02E	0,00547	0,00023	-0,0042	0,0058	0,01225	0,00035	2,91	0,015	1,277	0,07	43,9	2,4	8,07	0,44	1.654.567	4,10E-15	1,19E-14	12/04/2012	10005	0,0016
DC-27	7289-02F	0,00364	0,00018	-0,0012	0,0045	0,01342	0,00033	2,334	0,013	1,247	0,055	53,4	2,3	7,88	0,35	1.654.565	5,24E-15	1,22E-14	12/04/2012	10005	0,0016
DC-27	7289-02G	0,00188	0,00013	0,0007	0,0037	0,01187	0,00026	18,585	0,0091	1,296	0,04	69,8	2,1	8,19	0,25	1.654.568	6,13E-15	1,14E-14	12/04/2012	10005	0,0016
DC-27	7289-02H	0,001436	0,000095	-0,0007	0,0025	0,01158	0,00018	17,896	0,0084	1,36	0,029	76	1,6	8,59	0,19	1.654.559	9,49E-15	1,70E-14	12/04/2012	10005	0,0016
DC-27	7289-02I	0,000976	0,000058	0,0013	0,0014	0,01164	0,00014	16,242	0,0064	1,332	0,018	82,1	1,1	8,42	0,12	165.456	1,75E-14	2,84E-14	12/04/2012	10005	0,0016
DC-27	7289-02J	0,000362	0,000017	-0,00006	0,0004	0,01161	0,00011	14,129	0,0042	1,304	0,0066	92,35	0,42	8,241	0,042	165.456	6,08E-14	8,60E-14	12/04/2012	10005	0,0016
DC-27	7289-02K	0,000102	0,000058	0,003	0,0018	0,01175	0,00018	13,145	0,0055	1,284	0,018	97,7	1,4	8,11	0,11	1.654.561	1,26E-14	1,65E-14	12/04/2012	10005	0,0016

### Supplementary Table A1 legend

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  numerical data.

Isotope ratios are corrected for electron multiplier baseline, background, discrimination, interfering isotopes generated during neutron irradiation, and post-irradiation decay of  $^{39}\text{Ar}$  and  $^{37}\text{Ar}$ . Errors in this table are  $1\sigma$ . The heating time for all analyses was  $\sim 45$  seconds, not including the laser ramp-up time. Abbreviations used are: %  $^{40}\text{Ar}^*$ , % radiogenic argon; Discr., discrimination. The J factor is  $0.003761 \pm 0.000008$  for DC-CM2 and DC-CTA;  $0.003511 \pm 0.000006$  for 08LA-02 and DC-27; and  $0.003697 \pm 0.000009$  for the rest of the samples analysis. The error in the J factor is included in all plateau, age probability, and isochron ages, but is not included in the tabulated error in the age in Table DC1. The mass spectrometer gain was calculated based on the analysis of an air pipette ( $1.634 \times 10^{-13}$  moles  $^{40}\text{Ar}$ ) on the Faraday detector (4.257 mV) equipped with a  $1 \times 10^{11}$  Ohms resistor, yielding a Faraday sensitivity of  $3.84 \times 10^{-9}$  moles/nA. The current multiplier sensitivity measured on a Balzers 217 Electron Multiplier, operated with a gain of  $\sim 145,000$  is  $\sim 4.5 \times 10^{-14}$  moles/nA. The historical irradiation correction factors for the CLICIT facility, TRIGA reactor, Oregon State University, USA are:  $(2.64 \pm 0.02) \times 10^{-4}$  for  $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca}$ ,  $(7.04 \pm 0.06) \times 10^{-4}$  for  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca}$ , and  $(8 \pm 3) \times 10^{-4}$  for  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{K}$  (values determined at the Berkeley Geochronology Center).