

La edad de las montañas a la luz de termocronología de baja temperatura. Aportaciones para la enseñanza secundaria

Mountain age through low-temperature thermochronology. Contributions for Secondary Education

MERCEDES VÁZQUEZ¹, ANTONIO JABALOY², JAVIER CARRILLO-ROSÚA^{1,3} Y RICARDO CASAS¹

¹ Departamento de Didáctica de Ciencias Experimentales, Facultad de Ciencias de la Educación, Universidad de Granada, Campus Universitario La Cartuja, 18071, Granada. E-mails: mmvazquez@ugr.es; jfcarril@ugr.es

² Departamento de Geodinámica. Universidad de Granada; Facultad de Ciencias, Avda. Fuentenueva, Granada. E-mail: jabaloy@ugr.es

³ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra. CSIC-UGR, Avda. de las Palmeras 4, 18100 Armilla, Granada

Resumen La formación de cadenas montañosas es uno de los procesos geológicos más importantes, y el establecer el momento (normalmente millones de años) en que se formó el relieve que vemos ha sido siempre un desafío para los investigadores en Ciencias de la Tierra. Existen numerosas técnicas que, en conjunto, permiten conocer la historia de formación de las cadenas de montañas. Una de las técnicas más usadas en los últimos tiempos es la termocronología de baja temperatura (huellas de fisión y U-Th/He en apatitos), ya que informa de la trayectoria tiempo-temperatura que sufre una roca durante su exhumación (el viaje hacia la superficie desde grandes profundidades). Estos métodos se aplican a determinados problemas en Geociencias, debido a su baja temperatura de cierre (120 °C huellas de fisión en apatitos y 60 °C en U-Th/He en apatitos). Esta baja temperatura de cierre permite conocer, por ejemplo, los últimos estadios de la formación de las cadenas de montañas. Sin embargo, por lo que se deduce de los manuales de texto de ciencias en bachillerato, la termocronología de baja temperatura es desconocida para los estudiantes de Educación obligatoria, y probablemente poco comprendida por sus docentes. Este trabajo pretende ofrecer una fundamentación básica de las técnicas de termocronología de baja temperatura y ejemplos de aplicación en la Península Ibérica. Así mismo, se presenta un análisis curricular y de libros de texto sobre estos temas.

Palabras clave: Edad de las montañas, educación secundaria, libros de texto, termocronología de baja temperatura, tiempo geológico.

Abstract Mountain formation is one of the most important geological processes in nature, and the determination of the time (usually millions years) when the relief was formed has always been a challenge for earth sciences scientist. There are many techniques that, as a whole, reveal the history of the mountain building. One of most frequently used in recent times is low-temperature thermochronology (fission tracks and U-Th/He on apatite) as it provides the time temperature history of the rocks during their surface exhumation (the travel to surface from depth). These methods allow to manage extremely low closed temperature (120 °C for fission tracks on apatite and 60 °C for U-Th/He on apatite), so they can be applied to solve many problems in geosciences. For example, this low close temperatures permits us to know the last step of mountain evolution. However, as we can see by studying high school science textbooks, students know nothing about the use of these techniques, and maybe their teachers are not very familiar with them either. This paper aims to provide a basic foundation of these techniques of low-temperature thermochronology, as well as examples of application in the Iberian Peninsula. In addition, curricula and textbooks are analysed in relation to this topic.

Keywords: Deep time, low-temperature thermochronology, mountain age, secondary education, textbooks.

INTRODUCCIÓN

La formación de cadenas de montañas es uno de los procesos geológicos más importantes, ya que nos permite observar el resultado de procesos tectónicos complejos cuyo motor está relacionado con la dinámica interna de nuestro planeta. Las cadenas de montañas configuran el relieve, condicionan el clima, los ecosistemas y, en general, el medio donde vivimos, además de constituir una fuente de numerosos recursos naturales. Asimismo, las montañas son la fuente de los grandes ríos, suministrando así el agua de aproximadamente la mitad de la población mundial (Price, 1998).

Los sistemas montañosos de España son muy numerosos y ocupan casi la mitad del territorio nacional. Los Pirineos y la Cordillera Bética, localizados fuera de la Meseta, son las cordilleras más elevadas. Bordeando la Meseta, se sitúa la Cordillera Cantábrica al Norte, el Sistema Ibérico al Este, y Sierra Morena al Sur. Dentro de la Meseta está el Sistema Central y los Montes de Toledo.

Las cadenas de montañas de la Península Ibérica se formaron durante la Orogenia Alpina, aunque con edades y mecanismos diferentes. Esta orogenia está relacionada con la colisión de la placa Africana con la placa Euroasiática. Los movimientos convergentes de las placas tectónicas comenzaron en el Cretácico Superior y continúan en la actualidad, siendo responsables de la sismicidad actual.

Los Pirineos y su continuación en la Cordillera Cantábrica se formaron desde el Cretácico superior al Mioceno (Roest y Srivastava, 1991; Rosenbaum *et al*, 2002), al producirse la subducción de la litosfera oceánica del Golfo de Vizcaya bajo la corteza continental del Macizo Ibérico y la colisión de esta con la corteza continental europea. En los Pirineos, la corteza continental del Macizo Ibérico se introdujo bajo la placa europea (ej. Choukroune y el equipo ECORS, 1989; Muñoz, 1992; Pedreira *et al*, 2003; Campanyà *et al*, 2012; Chevrot *et al*, 2015).

La Cordillera Bética comenzó a formarse durante el Mioceno al producirse el choque de un terreno exótico alóctono procedente del Mediterráneo occidental contra el margen continental Sur y Sureste del Macizo Ibérico (ej. Balanyá y García Dueñas, 1987; Chalouan *et al*, 2008; Platt *et al*, 2003, 2013; Vázquez *et al*, 2011).

Entre ambos sistemas montañosos desarrollados al Norte y Sur de la Península Ibérica hay sectores con poco relieve (meseta norte y sur, valle del Ebro, etc.), separados por cadenas de montañas de dos tipos diferentes:

- 1) Unos, como el Sistema Ibérico y las Cadenas Costero Catalanas, que se caracterizan por la existencia de una etapa de extensión durante el Mesozoico que adelgazó la corteza y permitió el depósito de series sedimentarias Mesozoicas (ej. Vegas *et al*, 2016). Durante el Cenozoico se produjo la inversión de las cuencas sedimentarias y la formación del relieve.
- 2) Otros, como Sierra Morena, el Sistema Central y los Montes de Toledo (ej. Vegas *et al*, 2004; De Vicente *et al*, 2007), donde la etapa de extensión del Mesozoico no produjo gran-

des cuencas ni un adelgazamiento de corteza importante. En estos casos se produjeron pliegues de gran radio y cabalgamientos del basamento del Macizo Ibérico.

Este trabajo pretende contribuir al conocimiento de las cadenas de montañas de la Península Ibérica en el ámbito de la Educación Secundaria. Concretamente, el objetivo de este trabajo es ofrecer una revisión de las técnicas comúnmente usadas en estos últimos años para datar la edad de formación y evolución de las montañas. También se realizará un análisis del currículo en ESO y Bachillerato de cara a identificar, a grosso modo, qué se debe enseñar en relación con la formación de las cadenas de montañas, el tiempo geológico y las dataciones absolutas. Particularizando en las dataciones absolutas en las que se profundiza en este trabajo, se analizan libros de texto de Bachillerato donde éstas se presentan.

LA ENSEÑANZA SOBRE LA FORMACIÓN DE LAS CADENAS DE MONTAÑAS Y EL TIEMPO GEOLÓGICO

Origen de las cadenas de montañas, tiempo geológico y dataciones en el currículum de secundaria y bachillerato

Si tomamos como referencia lo que la legislación estatal española en los últimos 10 años prescribe enseñar en relación con el origen de las montañas, el relieve terrestre o con el tiempo geológico, serán los desarrollos de la LOE (MEC 2007 a, b) primero y después la LOMCE (MEC, 2015) los que habrá que considerar. Es en 4º de ESO, en una materia que no van a cursar todos los estudiantes (troncal de opción), donde se inicia el estudio de los mismos, si bien en la LOE, en 2º curso se hacía una primera alusión a las cordilleras como relieves asociados a la energía interna del planeta. Aunque puntual, esta primera aproximación que se hacía en 2º de la ESO era relevante porque tenía lugar en una materia, Ciencias de la Naturaleza, obligatoria para todos los estudiantes. Sin embargo, dado que ahora este tipo de contenido, no se aborda en la materia obligatoria equivalente de 1º o 3º de la ESO bajo normativa LOMCE, puede ocurrir que una parte importante de los estudiantes del sistema educativo finalicen sin haber tratado jamás, ni siquiera mínimamente, el problema de las montañas y su origen.

Por otra parte, como cabe esperar por su especificidad, no hay ninguna mención a aspectos temporales en la formación de las montañas, aunque sí genéricas, como se ha mencionado, al tiempo geológico. En la ESO se introducen los principios de datación relativa y en referencia al contenido sobre la edad de la Tierra y su construcción histórica, presente en ambas legislaciones. Pero no es hasta Bachillerato, en la materia de Biología y Geología de 1º curso, donde la datación se aborda como un contenido específico, con la mención expresa a datación absoluta solamente bajo la legislación LOMCE.

Cabe señalar que la interpretación del relieve, ligándolo a fenómenos internos (además de externos), tiene lugar fundamentalmente, aunque no exclusivamente, en la materia de Biología y Geología de 4º de ESO, constituyendo otra aproximación al estudio de las montañas.

Finalmente, hay que subrayar que sólo se ofrece una aproximación desde la geología histórica a las orogenias que han conformado la Península Ibérica, en la materia de Geología de 2º Bachillerato; sin embargo, ésta es una materia muy minoritaria en cuanto a número de alumnos que la cursan y centros que la ofertan (Brusi *et al*, 2017).

En el ámbito de la investigación en didáctica de la geología, asociada al origen de las montañas y conectando también comúnmente con aspectos temporales, se han descrito diversas ideas alternativas que pueden suponer dificultades de aprendizaje. Así en Franček (2013) se documentan las siguientes a) el que las montañas se forman por el apilamiento en vertical, por el “amontonamiento” de fragmentos de roca; b) que las montañas ya existían tal cual están hoy cuando se formó la Tierra; c) que aun reconociendo que las montañas se han generado durante la historia de la Tierra, solo se originaron en el pasado, pero no ya actualmente; d) que las montañas se forman rápidamente, siendo fruto de un fenómeno catastrófico; e) que la altura de las montañas puede ser usada para datar la Tierra. Por otra parte, se ha señalado la importancia para la formación genérica de los estudiantes de Educación Secundaria de la comprensión del tiempo geológico que se realiza en las materias de geociencias (King, 2008), constituyendo una de las principales aportaciones de estas disciplinas a la formación científica. La comprensión del tiempo geológico resulta generalmente dificultosa para el alumnado, asociada principalmente con la dificultad de comprensión de los números grandes (Cheek, 2012), pudiendo implicar a su vez varios contenidos: edad de la Tierra y de los principales eventos, división en eones, eras y periodos, noción de la duración aproximada de los principales procesos geológicos, referencias de las magnitudes temporales usuales en geología, percepción de los cambios geológicos como procesos acumulativos en lugar de como catástrofes instantáneas, relación con los procesos biológicos de aparición de la vida y evolución de la misma, formación del relieve, etc.. (ej. Sequeiros *et al*, 1996; Libarkin *et al*, 2007, Jolley *et al*, 2013).

Hay disponibles numerosas actividades para trabajar con el tiempo geológico, fundamentalmente, a través de analogías, abordándose eventos geológicos o paleontológicos significativos (ej. Alegret, 2001, King *et al*, 2009). Sin embargo, en éstas no suele considerarse la duración de eventos muy importantes como son la formación de las montañas.

Dataciones absolutas en los libros de texto de Bachillerato

Los libros de texto siguen siendo una de las herramientas fundamentales en la enseñanza y, pese a las críticas que reciben (e.j. Perales Palacios & Vílchez González, 2012), constituyen el ma-

terial didáctico principal. Hay organismos internacionales como la UNESCO que incluso utilizan el coste que un país dedica a estos libros como un indicador de educación (UNESCO, 2016). Así, se han analizado 17 libros de texto de 1º de Bachillerato de Biología y Geología españoles publicados entre el 2008 y la actualidad, periodo en el que la LOE y la LOMCE han sido las leyes educativas en vigor. Los resultados de dicho análisis centrado en los métodos de datación absoluta aparecen en la Tabla I.

Cabe señalar que todos los libros presentan un apartado dedicado a las dataciones absolutas. Los sistemas isotópicos más comúnmente citados son el del K-Ar (n=14) y el del U-Pb (n=14), seguido del C-N (n=13); es esta última técnica la que realmente recaba más atención en cuanto a que la inmensa mayoría de los ejemplos ofrecidos versan sobre ella, aunque paradójicamente tiene una aplicación muy limitada en geología. A resaltar el hecho de que solo se ha encontrado un texto que hace referencia a las huellas de fisión (Ed. Bruño, 2008), si bien en el mismo no se hace mención a su característica de técnica de datación de procesos de baja temperatura y se establece erróneamente entre 300000 y 2500000 años el periodo de datación posible. Este periodo de tiempo, es incorrecto; de hecho existen numerosos trabajos donde las edades de huellas de fisión determinadas son cercanas a 200 Ma (ej. Vázquez *et al*, 2015). Además, hay tres libros de texto que mencionan el sistema Be-B, indicando en dos de ellos (Oxford, 2008; Oxford, 2015) como característica únicamente que es “muy útil en rocas sedimentarias” (enunciado erróneo ya que en realidad lo que permite datar es la exposición de una roca –o fragmento de roca- a la atmósfera terrestre). Por otra parte, en ningún manual analizado se encuentra referencia alguna al sistema U-Th/He. Por tanto, se observa que los libros de texto mayoritariamente mencionan solo los sistemas de alta temperatura, no haciéndose alusión expresa en ningún caso a que la datación guarda relación con la temperatura, y por tanto que se puede establecer una historia térmica de las rocas y por ende, reconstruir la evolución de las montañas y del relieve. Por otra parte también se observa que solo en poco más de la mitad de los casos (n=10) se menciona que lo que se data es un mineral que contiene la roca (en la inmensa mayoría de los casos así), o se da alguna información sobre que solo determinadas rocas son datables (n=10). Además se puede subrayar como elemento positivo, siguiendo por ejemplo a Fernández-González (2000), que hay 3 casos de libros (las 2 ediciones de Anaya y la de 2008 de SM) donde se alude a la historia de la ciencia en el apartado de datación absoluta, concretamente a los intentos de obtener la edad de la Tierra previamente a la llegada de los métodos radiométricos. Finalmente, no se puede apreciar ninguna tendencia temporal evidente en lo que a contenidos referentes a dataciones se refiere en el intervalo de tiempo considerado, que implica las leyes educativas LOE-LOMCE. Así, libros de la misma editorial son muy similares en ambas ediciones. Si acaso, la tendencia es hacia una pérdida de información.

REF/ EDITO- RIAL	AÑO	AUTORES	ISBN	U-Pb	SM- Nd	Rb- Sr	K-Ar	C-N	Be-B	U-Th/ He	HUE- LLAS FISIÓN	MIN	ROC	ERRORES
														OBSERVACIONES
(1) Akal	2008	Almaraz, T., García, A., García-Mauriño, J.E., González, F.	978-84-460-2623-5	Sí	No	No	No	No	No	No	No	No	No	
(2) Anaya	2008	Plaza, C., Hernández, J., Martínez, J., Casamayor, C., Martínez-Aedo, J.J., Medina, F.J.	978-84-667-7301-0	U ²³⁸ / Pb ²⁰⁶	No	Sí	Sí	Sí, ej	No	No	No	No	No	Alusión a la historia: Salinidad océanos, enfriamiento Tierra, velocidad sedimentación
(3) Anaya	2015	Plaza, C., Hernández, J., Martínez, J., Medina, F.J., Martínez-Aedo, J.J., Casamayor, C.	978-84-667-7301-0	No	No	No	No	Sí, ej	No	No	No	No	No	Se ilustra la aplicación del C14 sobre un fósil litificado y mineralizado Alusión a la historia: Salinidad océanos, enfriamiento Tierra, velocidad sedimentación
(4) Bruño	2008	Ferrer, N., García, M., Medina, M.	978-84-216-5971-7	U ²³⁸ / Pb ²⁰⁶ U ²³⁵ / Pb ²⁰⁷ Th ²³² / Pb ²⁰⁸	Sí	Sí	Sí	Sí	No	No	Sí	No	Sí	Error en el intervalo de tiempo datable en las huellas de fisión
(5) Bruño	2015	Panadero, J.E., Lozano, A., Olazábal, A., Argüello, J.A., Argüello, H., Fuente, M.R.	978-84-216-7417-8	U ²³⁸ / Pb ²⁰⁶ U ²³⁵ / Pb ²⁰⁷ Th ²³² / Pb ²⁰⁸	Sí	Sí	Sí	Sí	No	No	No	Sí	Sí	U ²³⁵ /Pb ²⁰⁷ lo asocia a datación de rocas sedimentarias; Indica Th ²³⁰ en lugar de Th ²³²
(6) Casals	2008	Fidalgo, A., García-Echave, M.R., Rogina, A.R., Vázquez, M.C.	978-84-218-3888-4	U ²³⁸ / Pb ²⁰⁶ U ²³⁵ / Pb ²⁰⁷ Th ²³² / Pb ²⁰⁸	No	Sí	Sí	Sí	No	No	No	Sí	Sí	Se indica que las rocas más antiguas datables tienen 3000 Ma; los métodos de U-Pb los asocian solo a rocas graníticas.
(7) Edelvives	2008	García, M., Hoyas, M.E., Silgado, A.	978-84-263-6313-8	Sí	No	No	Sí	No	Sí	No	No	Sí	Sí	
(8) Edelvives	2015	García, M., Hoyas, M.E.	978-84-263-9958-8	No	No	No	Sí, ej	No	No	No	No	Sí	Sí	
(9) Editex	2008	López, N., Fernández-Portal, J., Alfageme, V., Vitoria, V.M., Somoza, J.J., Gil, M., Rico, O.	978-84-9771-409-9	U ²³⁵ / Pb ²⁰⁷ Th ²³² / Pb ²⁰⁸	No	Sí	Sí	Sí	No	No	No	Sí	Sí	
(10) McGraw-Hill	2012	García, A., González, G., Maroto, A.L., Martínez, M.I., Pilar, M.C	978-84-481-8089-8	No	No	No	No	No	No	No	No	Sí	No	

Tabla 1. Mención a métodos de datación absoluta en selección de libros de texto de 1º de Biología y Geología de Bachillerato españoles publicados en el periodo LOE y LOMCE.

DATACIÓN DE LAS CADENAS DE MONTAÑAS

La formación de las cadenas de montañas es un proceso geológico que sucede en las zonas donde hay una compresión (es decir un acortamiento de las distancias horizontales), sobre todo en los límites convergentes entre placas litosféricas (ej., Johnson y Harley, 2012). Esta compresión es la responsable de la deformación de la corteza terrestre, formando pliegues y cabalgamientos que son las estructuras que acomodan el acortamiento en la región montañosa y generan el relieve.

La formación de las cadenas de montañas incluye varios procesos, como por ejemplo la formación

de las estructuras de pliegues y cabalgamientos, el metamorfismo de las rocas que se han hundido a gran profundidad y calentado a gran temperatura, el ascenso posterior de estas rocas metamórficas hacia la superficie, etc. Todos estos procesos ocurren a diferentes velocidades, que dependen de la velocidad de las placas implicadas, la velocidad de la deformación de las rocas, la velocidad de transferencia de calor, y que van a variar de una cadena de montañas a otra.

La edad de estos procesos que dan lugar a las cordilleras se establece mediante dataciones absolutas de minerales que se van formando y transformando durante estos mismos procesos. Tradicionalmente, se han usado las dataciones isotópicas de

minerales formados a altas temperaturas por procesos magmáticos o metamórficos con el objetivo de conocer la evolución de las cadenas de montañas (ej. Martínez-Martínez *et al* 2010; López Sánchez-Vizcaíno *et al*, 2001). Pero estas edades no corresponden a la edad de formación del relieve montañoso. Por otro lado, también han sido usadas para este propósito inferencias tectono-estratigráficas que reflejan el levantamiento de las cadenas montañosas y permiten establecer de manera relativa la edad de dicho levantamiento. De esta forma, Braga *et al* (2003) usaron la distribución de facies de las unidades sedimentarias que rellenan las cuencas neógenas de la Cordillera Bética oriental para reconstruir la generación del relieve y el levantamiento de las principales sierras. Estos autores determinaron una velocidad media de levantamiento (en torno a 200 m/Ma) teniendo en cuenta la elevación actual de antiguos depósitos costeros, tales como corales y sedimentos marinos someros de edad conocida.

En los últimos tiempos, se han desarrollado técnicas analíticas que permiten datar con precisión los últimos estadios de la formación de las cadenas de montañas, concretamente el lapso de tiempo en que las rocas alcanzaron un nivel cercano a la superficie terrestre. Este es el caso de la termocronología de baja temperatura, que permite datar la edad en la que las rocas se enfriaron por debajo de los 300 °C. Mediante esta técnica podemos conocer cuando se exhumaron las rocas de una cordillera y de esta forma podemos conocer la evolución del relieve. En este sentido, se ha podido datar cuando se formaron las principales cordilleras de la Península Ibérica, como por ejemplo la Cordillera Bética (Johnson *et al*, 1997; Barbero *et al*, 2006; Vázquez *et al*, 2011.), Sierra Morena (Vázquez *et al*, 2015), y los Montes de Toledo (Barbero *et al*, 2005).

Dataciones clásicas de alta temperatura de las rocas

La datación radiométrica es un procedimiento técnico empleado para determinar la edad absoluta de rocas. Las rocas susceptibles de ser datadas son aquellas que presentan minerales que incluyen elementos radiactivos que se desintegran a productos estables a lo largo del tiempo. Los minerales comúnmente utilizados (Fig. 1) son biotitas, moscovitas, y feldespatos (minerales mayoritarios), y circones, apatitos y titanitas (minerales accesorios). Estos minerales son abundantes en numerosas rocas, principalmente en rocas magmáticas y metamórficas.

El método de datación radiométrica se basa en determinar las proporciones de un isótopo "padre" y de uno o más isótopos "hijos" de los que se conoce su período de desintegración. La temperatura a la cual los isótopos padre e hijos no sufren ningún proceso importante de difusión fuera del sistema se llama temperatura de cierre. Esta temperatura generalmente es muy cercana a la temperatura de formación de los minerales en sistemas ígneos. Los isótopos propicios para analizar dependen del tipo de muestra y de la presunta antigüedad de las rocas que se deseen datar.

Las dataciones absolutas de minerales formados a altas temperaturas han sido ampliamente usadas con el objetivo de conocer los procesos geológicos ocurridos en las zonas más profundas de la corteza terrestre.

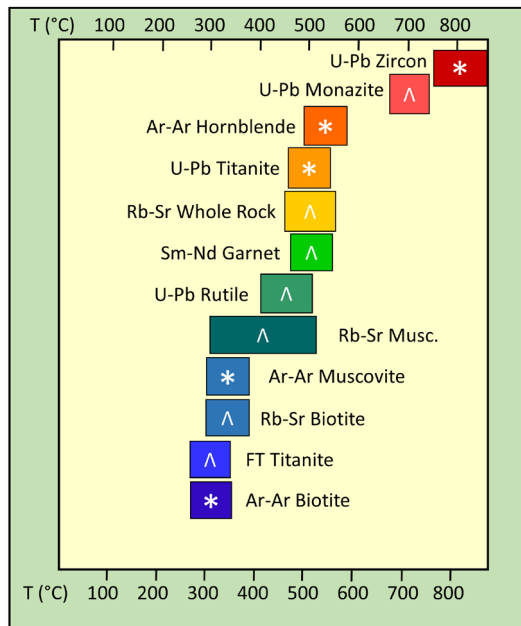


Fig. 1. Temperatura de cierre de los principales sistemas radiométricos de alta temperatura (Modificado de Dobson, 1973).

Existen numerosos sistemas radiométricos de alta temperatura descritos en la literatura (Fig. 1), cuyas temperaturas de cierre van desde más de 750 °C, en el caso de U-Pb en circones, hasta 300 °C en el caso de Rb-Sr en biotitas, Ar-Ar y Rb-Sr en moscovitas.

Termocronología de baja temperatura

Existen distintos sistemas isotópicos que permiten conocer el momento en que una roca alcanzó una determinada temperatura durante su enfriamiento a medida que se iba acercando a la superficie terrestre. Dos de los más ampliamente usados son las huellas de fisión y los contenidos de U-Th/He en apatitos y circones. Estos minerales son abundantes en rocas ígneas de composición ácida como son los granitos y sienitas, en rocas metamórficas como los gneises, y en rocas sedimentarias como las areniscas. Estos minerales se forman a altas temperaturas (600-800 °C) durante los procesos magmáticos y también cristalizan durante el metamorfismo de alta temperatura. Tras formarse en zonas profundas de la corteza, estos minerales pueden concentrarse por la erosión, transporte y posterior sedimentación, en determinados ambientes sedimentarios que dan lugar a rocas de grano grueso, como son las areniscas.

Sin embargo, con este método no obtenemos edades de formación de los apatitos y circones estudiados, sino que lo que datamos es cuando estos minerales alcanzan temperaturas entre 300 y 60 °C, a medida que van acercándose a la superficie terrestre. Por lo tanto, estas edades de enfriamiento nos permiten obtener información de la trayectoria tiempo-temperatura de los minerales. Así, el uso de estas edades de enfriamiento permite reconstruir la historia térmica de baja temperatura de las rocas. Estas técnicas son aplicadas para resolver numerosos problemas geológicos, tales como, el tiempo y la velocidad de eventos tectónicos, la evolución de cuencas sedimentarias, la edad de generación de hidrocarburos y yacimientos, la edad absoluta de depósitos volcánicos, los efectos de los cambios climáticos mayores y la evolución del relieve (ej.

Stockli *et al*, 2001, 2002; Hickey *et al*, 2003; Carter y Gallaguer, 2004; Cederbom *et al*, 2004; Ruiz, 2004; Clark *et al*, 2005; Blondes *et al*, 2006; González *et al*, 2006).

El método de huellas de fisión está basado en la acumulación de huellas formadas por la desintegración de isótopos de U^{238} en granos minerales ricos en uranio. El U^{238} y el U^{235} normalmente se transforman en isótopos de plomo mediante emisiones de partículas alfa y beta. Sin embargo, a veces un núcleo de U^{238} sufre una fisión espontánea y se parte en dos núcleos hijo que viajan en sentidos opuestos. Estos núcleos hijo poseen una alta carga eléctrica que afecta al equilibrio electrónico de los átomos en la estructura cristalina a lo largo de su trayectoria, formándose así un daño lineal en el cristal también conocido como huella de fisión (Fleischer *et al*, 1975). Estas huellas de fisión tienen una longitud variable (de unas pocas micras hasta $16 \mu\text{m}$) y unos pocos nanómetros de anchura. Las huellas producidas por la fisión permanecen después de que los núcleos se hayan detenido, pero un aumento de temperatura puede hacer que los átomos desplazados vuelvan a su posición original en la red cristalina. Este fenómeno de borrado de huellas es conocido como borrado térmico o "annealing". Este proceso

de borrado térmico produce un acortamiento en las longitudes de las huellas que incluso puede llegar a borrarlas completamente. El rango de temperaturas a la cual las huellas de fisión son borradas se conoce como zona de borrado térmico parcial o "Partial Annealing Zone". Para temperaturas mayores se produce el borrado total de las huellas; es lo que se conoce como la zona de borrado térmico total "Total Annealing Zone".

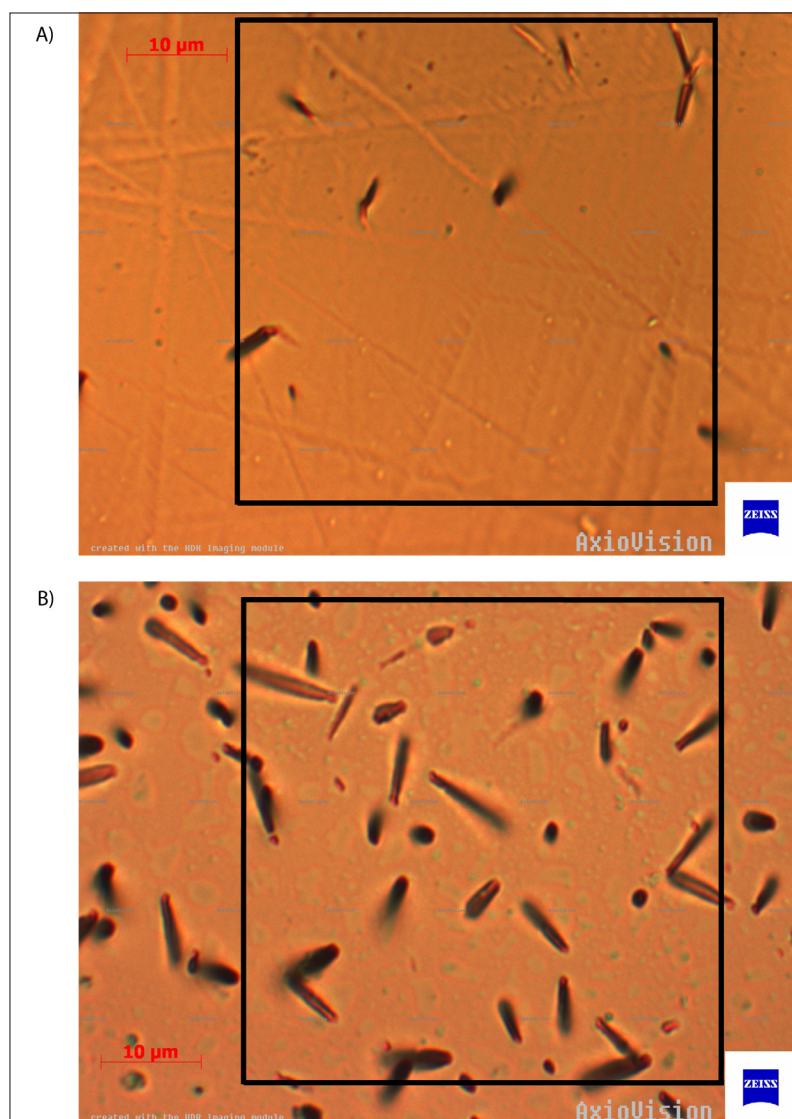
La zona de borrado térmico parcial está definida por un límite superior e inferior de temperatura. En apatitos está comprendida entre 60 y $120 \text{ }^\circ\text{C}$ (Green y Duddy, 1989; Corrigan, 1993). Las últimas estimaciones sobre el borrado térmico en circones sugieren unos límites de temperatura de $\sim 390 - 170 \text{ }^\circ\text{C}$ (Yamada *et al*, 1995) y de $\sim 310 - 230 \text{ }^\circ\text{C}$ (Tagami y Dumitru, 1996; Tagami *et al*, 1998). En el caso del apatito, las huellas comienzan a borrarse por encima de los $60 \text{ }^\circ\text{C}$. A temperaturas menores de $60 \text{ }^\circ\text{C}$ todas las huellas presentan una longitud de $16 \mu\text{m}$ y no sufren acortamiento. A temperaturas mayores de $120 \text{ }^\circ\text{C}$ las huellas que se forman son borradas casi instantáneamente. Si una muestra con una determinada historia térmica registrada por sus huellas de fisión alcanzase $120 \text{ }^\circ\text{C}$, todas sus huellas serían borradas. Entre los 120 y $60 \text{ }^\circ\text{C}$ queda una zona en la que las huellas al sufrir un borrado parcial tendrán una longitud variable (menores de 16 micras). Por lo tanto, la distribución de las longitudes de las huellas de fisión muestra la naturaleza de la historia de enfriamiento sufrida por los minerales estudiados.

Para determinar la edad de las huellas de fisión necesitamos conocer la cantidad de isótopo U^{235} en la muestra, ya que la cantidad de isótopo de U^{238} , no se puede determinar directamente. Para ello utilizamos la siguiente relación que es constante en la Naturaleza $U^{238}/U^{235} = 137.88$ (Steiger y Jäger, 1977). Las muestras se preparan siguiendo el Método del Detector Externo, el cual consiste en montar los minerales en una resina con endurecedor y sobre este montaje se dispone una película de mica de bajo contenido en uranio. Este montaje se somete a irradiación por neutrones térmicos que induce la fisión de los átomos de U^{235} , creándose nuevas huellas de fisión en la lámina de mica, llamadas huellas de fisión inducidas. Las huellas de fisión en el apatito son denominadas huellas espontáneas. Estas y las huellas inducidas no se observan directamente y es necesario revelarlas mediante ataque químico, para su posterior estudio al microscopio óptico (Price y Walker, 1962). La figura 2 muestra una imagen de las huellas de fisión espontáneas e inducidas en una muestra preparada mediante el Método de Detector Externo.

En el microscopio óptico, medimos la densidad de huellas espontáneas en un apatito y ese dato nos informa de la cantidad de isótopo U^{238} que ha sufrido fisión. Por otro lado, en la mica medimos la densidad de huellas inducidas que nos indica la cantidad inicial de átomos de U^{235} , y con ese dato calculamos la cantidad inicial de átomos de U^{238} . Por último, con los datos de cantidad inicial de U^{238} y cantidad de U^{238} que se ha desintegrado calculamos la edad de enfriamiento de la muestra.

Por último, el método de datación mediante U-Th/He en apatitos y circones está basado en la

Fig. 2. Huellas de fisión en una muestra irradiada. (A) Huellas espontáneas en el grano de apatito. (B) Huellas inducidas en la mica. La imagen fue tomada en un microscopio óptico Carl Zeiss Axio Imager M1m usando un aumento de $1250\times$. Área señalada de $4.8e-7 \text{ cm}^2$ destinada al conteo de las huellas.



acumulación de ^4He en la estructura cristalina debido a la desintegración de ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th . Si se determina la cantidad de He retenido en un mineral, y las concentraciones de U y Th en el mismo mineral, podremos saber la edad de enfriamiento de la muestra. En el caso del apatito, el He es parcialmente retenido entre los 55 y los 80 °C (Farley, 2000), definiendo así la zona de retención parcial del helio (Helium Partial Retention Zone). A temperaturas mayores de 80 °C, el He es totalmente liberado del cristal por difusión y por tanto las edades de He serán próximas a cero. Por debajo de 55 °C prácticamente todo el He es retenido en la estructura cristalina. En el caso del circón la zona de retención parcial del He es entre 160 y 200 °C (Reiners *et al.*, 2004). La baja temperatura de cierre de este sistema isotópico permite conocer determinadas características de los procesos geológicos que ocurren en las capas más superficiales de la corteza (2-5 Km de profundidad), como por ejemplo, conocer la paleotopografía, la edad de movimientos relativos de fallas y determinar el potencial de los reservorios de hidrocarburos.

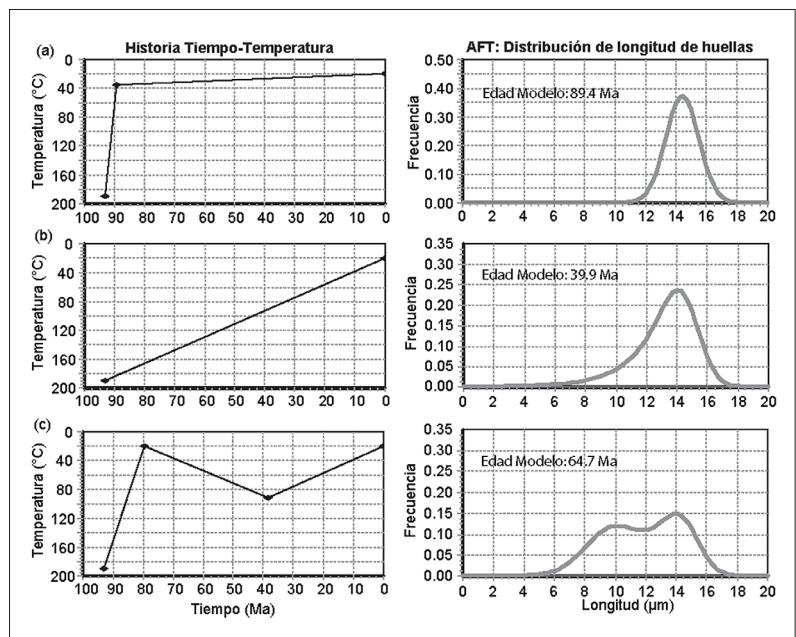
Modelos de evolución térmica

Existen numerosos trabajos que han estudiado el proceso de borrado térmico de las huellas de fisión, sobre todo en apatitos (ej. Gleadow *et al.*, 1986; Green y Duddy, 1989; Corrigan, 1993) y los modelos de difusión de He (ej. Farley, 2000; Flowers *et al.*, 2009). Sin embargo, el conocimiento del borrado térmico y los mecanismos de difusión del He continúan siendo poco conocidos, en el caso de los circones. Por este motivo, nos centraremos en dos termocronómetros de baja temperatura, huellas de fisión en apatitos y (U-Th)/He en apatitos.

Modelos térmicos directos

Estos modelos se elaboran a partir de la reducción de la longitud de las huellas horizontales, que son aquellas que no intersectan la superficie del cristal. El primero de ellos, (Green *et al.*, 1986) documentó mediante experimentos de laboratorio que las huellas horizontales en cristales de apatito reducían su longitud al aumentar la temperatura. Posteriormente, Laslett *et al.* (1987) realizaron un análisis estadístico y propusieron una ecuación empírica que describía los resultados obtenidos en el laboratorio y permitía extrapolarlos a escalas de tiempo geológico. Finalmente, Green *et al.* (1989) construyeron un modelo matemático que describía el acortamiento de las longitudes en función de la temperatura y del tiempo. Además, este modelo matemático relacionaba las longitudes de las huellas con la densidad de las mismas que se miden en el microscopio, permitiendo incluir en el modelo la edad de huellas de fisión calculada. Como resultado final se obtiene la variación de la temperatura de una roca a lo largo del tiempo.

La figura 3 muestra los efectos más comunes de la temperatura en la distribución de las longitudes de las huellas de fisión. Esta figura muestra la clásica distribución de longitudes para enfriamientos rápido, lento y recalentamiento (Green *et al.*, 1989). Un enfriamiento rápido da lugar a una estrecha distribución de longitudes (Fig. 3A). Sin embargo, un enfriamiento lento genera una distribución de lon-



gitudes sesgada, debido a un mayor acortamiento de las longitudes que pasan más tiempo a altas temperaturas (Fig. 3B). En el caso de que las rocas sufran un recalentamiento es común una distribución bimodal, con una concentración de longitudes cortas correspondientes a las huellas que se formaron antes del evento de calentamiento último y otra concentración de las longitudes largas consistentes con el post-recalentamiento (Fig. 3C).

Modelos térmicos inversos

La historia térmica de una roca puede ser reconstruida de forma indirecta y, para ello, se han desarrollado numerosos algoritmos matemáticos (Ketcham, 2005; Ketcham *et al.*, 2000; 2007). Para aplicar estos algoritmos, se requiere conocer algunos datos geológicos, por ejemplo la edad de sedimentación, la edad de intrusión, etc. Si mediante técnicas de datación radiométrica podemos datar un mineral obtendremos la edad de formación de la roca ígnea, por ejemplo, un granito. En el caso de encontrar clastos de ese mismo granito en una determinada formación sedimentaria de edad conocida sabemos cuándo los granitos estudiados se estaban erosionando en la superficie.

Los modelos térmicos inversos están basados en la comparación de las edades con la distribución de las longitudes de las huellas obtenidas en el laboratorio mediante algoritmos que representan numerosas historias térmicas conocidas. Estos modelos nos informan de la historia térmica a lo largo del tiempo de una roca. Además, nos permiten calcular velocidades de enfriamiento de las rocas en su trayectoria de desenterramiento hacia la superficie terrestre. La figura 4 muestra un ejemplo de modelo térmico inverso. Este modelo presenta una etapa de estabilidad térmica hasta aproximadamente 28 Ma, seguido de un enfriamiento rápido a una velocidad aproximada de $13.3\text{ }^{\circ}\text{C}\text{Ma}^{-1}$ hasta 22 Ma, y finalmente sufre un enfriamiento lento hasta llegar a superficie. En este caso, se han utilizado como datos geológicos la edad de una intrusión y la edad de una formación sedimentaria que presenta

Fig. 3. Ejemplos de distribución de longitudes para varias historias térmicas (Modificado de Ketcham, 2005). A) Enfriamiento rápido; B) Enfriamiento constante C) Recalentamiento. En las figuras de distribución de longitudes, la línea corresponde a las longitudes de las huellas espontáneas horizontales.

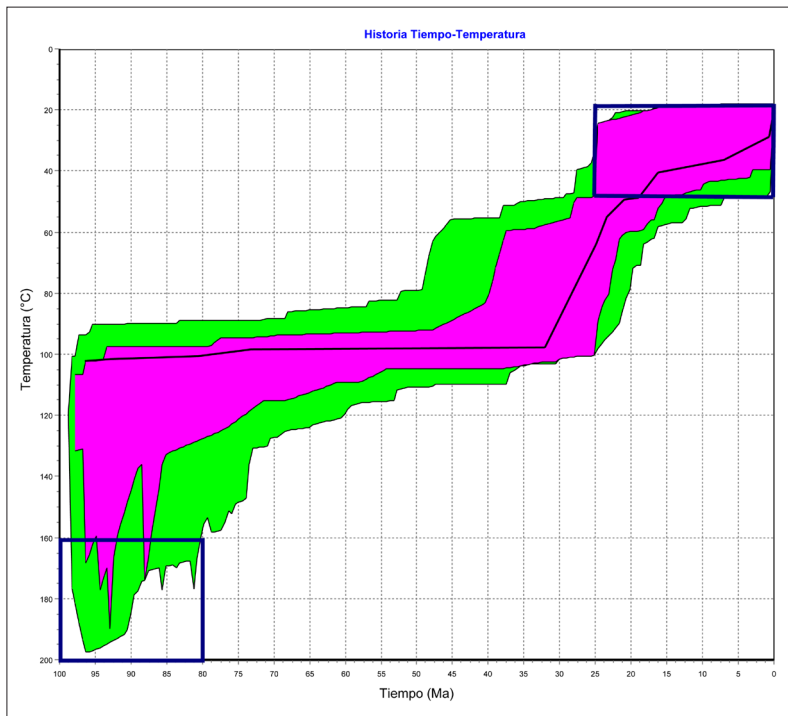


Fig. 4. Ejemplo de un modelo térmico inverso. Las posibles historias térmicas presentan el criterio de fiabilidad:(goodness of fit) que indica como nuestro modelo predice los valores medidos en el laboratorio (valores próximos a 1 son muy buenos, > 0.5 son considerados buenos, valores >0.05 son considerados aceptables). Las zonas verde y rosa encierran las trayectorias tiempo-temperatura que son aceptables y buenas desde el punto de vista estadístico, respectivamente. Los cuadrados representan las restricciones geológicas utilizadas (edad de U-Pb de 210Ma y edad sedimentaria de 25Ma).

clastos de estas rocas intrusivas. Estos datos permiten delimitar zonas en el modelo por donde pasan obligatoriamente las diferentes trayectorias tiempo-temperatura calculadas.

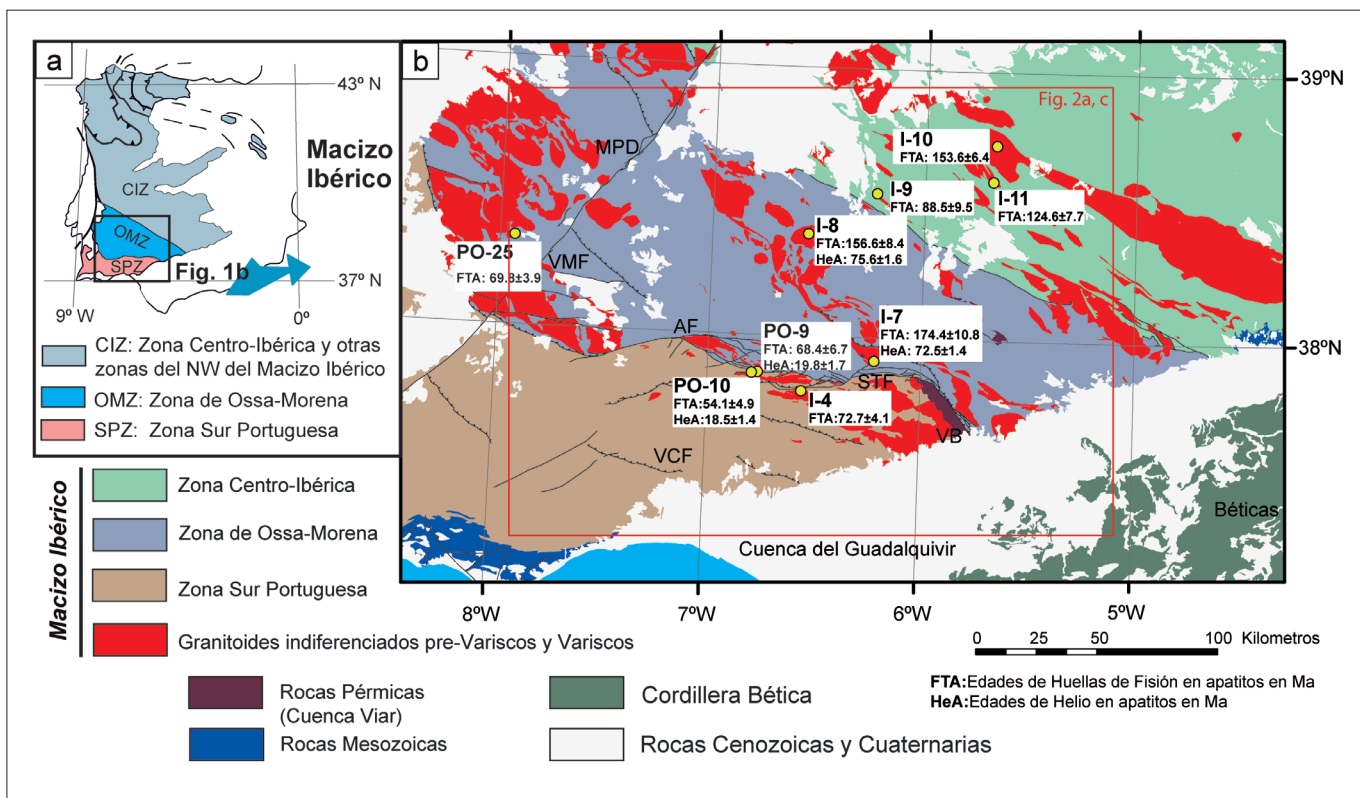
Aplicaciones en la Península Ibérica: el caso de Sierra Morena (SO España)

Uno de los trabajos donde se determina la edad de los relieves que componen la Península Ibérica es el recientemente publicado por Vázquez *et al* (2015). Este trabajo fue desarrollado en el SO del Macizo Ibérico, justo al noroeste del orógeno Bético-Rifeño. En este trabajo se presentaron las primeras edades de huellas de fisión y de U-Th/He en apatitos, que permiten completar el conocimiento de la evolución tectónica durante el Mesozoico y Cenozoico del SO del Macizo Ibérico. Para ello se muestrearon litologías ricas en apatito (rocas graníticas y gneises).

Los datos obtenidos permiten diferenciar dos grupos de edades (Fig.5). Las muestras localizadas en determinadas estructuras paleozoicas presentan edades de huellas de fisión más jóvenes (72-54 Ma) que el resto (174-124 Ma). De la misma manera, las edades más jóvenes de U-Th/He (alrededor de 20 Ma) están localizadas en esas mismas zonas de sutura.

A partir de los modelos térmicos obtenidos en este trabajo, se pudieron establecer cuatro episodios de exhumación controlados tectónicamente. Tres de estos episodios ocurrieron durante el Mesozoico (Triásico medio a Jurásico inferior) a bajas velocidades (~1.1 a 2.5 °C Ma⁻¹), separados

Fig. 5. Localización geológica del estudio de termocronología de baja temperatura del SO del Macizo Ibérico (Modificado de Vázquez *et al*, 2015). A) Localización del área estudiada del Macizo Ibérico (rectángulo). B) Esquema geológico del SW del Macizo Ibérico mostrando la localización de los granitoides muestreados. Acrónimos: AF: Falla de Aroche; MPD: Dique de Messejana-Plasencia; STF: Falla de San Telmo; VMF: Falla de Vidigueira-Mora; VCF: Falla de Villanueva de los Castillejos.



por periodos de no enfriamiento. Estos tres episodios podrían estar relacionados con la creación de relieves marginales durante la etapa de *rifting* y apertura del Atlántico Central. El cuarto episodio de exhumación ocurrió durante el Cenozoico a velocidades significativamente mayores ($\sim 3.2\text{-}3.6\text{ }^{\circ}\text{C Ma}^{-1}$), siendo solamente recogido en muestras cercanas a fallas con escarpes topográficos. Concretamente, estas muestras se enfriaron a temperaturas menores de $80\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $\sim 20\text{ Ma}$, a las mayores velocidades de exhumación registradas ($3\text{-}13\text{ }^{\circ}\text{C Ma}^{-1}$), debido a una compresión aproximadamente N-S relacionada con el empuje de la Cordillera Bético-Rifeña situada al sur y que reactivó algunas fallas previas paleozoicas.

CONSIDERACIONES FINALES

Este trabajo contribuye al conocimiento de las cadenas de montañas de la Península Ibérica en Educación Secundaria y Bachillerato. Para ello, se ha realizado una revisión básica de las técnicas de termocronología de baja temperatura, que son comúnmente usadas para conocer la edad del relieve de la superficie terrestre y por ende de la evolución de las cadenas de montañas, para generar un documento que puedan contribuir al conocimiento del profesorado de Educación Secundaria de estas novedosas técnicas. Éstas, especialmente las de U-Th/He, usadas solo de una manera más generalizada en los últimos 20 años, permiten determinar cuándo las rocas, en su ascenso desde el interior terrestre asociado a la conformación de las montañas, se aproximaron a la superficie terrestre (realmente, cuando alcanzaron temperaturas entre 120 y $60\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Por otra parte, el análisis realizado en libros de texto de 1^o de Bachillerato asociados a las 2 últimas leyes educativas, muestra que en todos los manuales hay referencias a dataciones absolutas, haciendo alusión en la gran mayoría de los casos al sistema C-N (no aplicable al grueso de los problemas geológicos) y a sistemas de alta temperatura como el U-Pb y K-Ar. Sin embargo, son muy escasas o directamente nulas las menciones de geotermómetros de baja temperatura: 3 menciones al Be-B, un caso de huellas de fusión y ninguno del sistema de U-Th/He. Además, no se ha encontrado ninguna referencia al propio concepto de temperatura de cierre de un geotermómetro, esencial para entender como se establece la historia térmica de una roca, habiéndose detectado también algunos errores o imprecisiones en este apartado de dataciones absolutas en casi la mitad de los manuales consultados.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a los Grupos de Investigación de excelencia de la Junta de Andalucía HUM 613 y RNM 148, la financiación de esta investigación. Así mismo, se agradecen los comentarios y sugerencias de los 2 revisores: Antonio Azor y Ángel Luis Cortés, y de los editores de la revista: Esperanza Fernández y Luis Carcavilla que han mejorado la calidad de este artículo.

BIBLIOGRAFÍA

Alegret, L., Meléndez, A. y Trallero, V. (2001). Didáctica del tiempo en geología: apuntes en internet. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 9(3), 261-269.

Balanyá, J. C. y García-Dueñas, V. (1987). Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Détroit de Gibraltar. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 304, 929-932.

Barbero, L., Glasmacher, U.A., Villaseca, C., López-García, J.A., y Martín-Romera, C. (2005). Long-term tectonic evolution of the Montes de Toledo area (Central Hercynian Belt, Spain): Constraints from apatite fission-track analysis. *International Journal of Earth Sciences*, 94, 193-203.

Barbero L., y López-Garrido, A.C. (2006). Mesozoic thermal history of the Prebetic continental margin (southern Spain): Constraints from apatite fission-track analysis. *Tectonophysics*, 422, 115-128.

Beamud, E., Muñoz, J.A., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Garcés, M., Babrera, L., y Metcalf, J.R. (2010). Magnetotrigraphy and detrital apatite fission track thermochronology in syntectonic conglomerates: constraints on the exhumation of the South-Central Pyrenees. *Basin Research*, 23, 309-331.

Blondes, M.S., Reiners, P.W., Edwards, B.R., y Bisconti, A. (2006). Dating young basalt eruptions by (U-Th)/He on xenolithic zircons. *Geology*, 35, 17-20.

Braga, J.C., Martín, J.M., y Quesada, C. (2003). Patterns and average rates of late Neogene–Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology*, 50, 3-26.

Brusi, D., Calonge, A., Alfaro, P., Juan, J., Moreno González de Iris, E., González, M., Martínez, M., Ruiz de la Concha, J.I., y López, A. (2017). *La enseñanza de la Geología en el bachillerato en estado crítico*. AEPECT Noticias. Disponible en: http://www.aepect.org/La_ensenanza_de_la_Geologia_en_el_bachillerato_2017.pdf

Campanyá, J., Ledo, J.J., Queralt, P., Marcuello, A., Liesa, M., y Muñoz, J. A. (2012). New geoelectrical characterisation of a continental collision zone in the West-Central Pyrenees: Constraints from long period and broadband magnetotellurics. *Earth and Planetary Science Letters*, 333-334, 112-121.

Carter, A, y Gallager, K. (2004). Characterizing the significance of provenance on the inference of thermal history models from apatite fission-track data-A syntetic data study. *Geological Society of America*, Special paper, 378, 7-11.

Cederbom, C.E., Sinclair, H.D., Schlunegger, F., y Rahn M.K. (2004). Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. *Geology*, 32, 709-712.

Chalouan, A., Michard, A., El Kadiri, K., Negro, F., Frizon de Lamotte, D., y Soto, J. I., Saddiqi, O. (2008). The Rif Belt. En: *Continental Evolution: The Geology of Morocco*. (Eds. A. Michard, D. Frizon de Lamotte, O. Saddiqi y A. Chalouan). Lecture Notes in Earth Sciences, 116, 203-302, Springer-Verlag.

Cheek, K. (2012). Students' Understanding of Large Numbers As a Key Factor in Their Understanding of Geologic Time. *International Journal of Science and Mathematics Education*, 10, 1047-1069.

Chevrot, S., Sylvander, M., Diaz, J., Ruiz, M., Paul, A., y el equipo de trabajo PYROPE (2015). The Pyrenean architecture as revealed by teleseismic P-to-S converted waves recorded along two dense transects. *Geophysical Journal International*, 200, 1094-1105.

Choukroune y el equipo ECORS, (1989). The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the ove-

- rall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8, 1, 23-39.
- Clark, S.J.P., y Dempster, T.J. (2009). The record of tectonic denudation in an emerging orogen: an apatite fission-track study of the Sierra Nevada, southern Spain. *Journal of Geology Society of London*, 166, 87-100.
- Clark, M.K., House, M.A., Royden, L.H., Whipple, K.X., Burbfiel, B.C., Zhang, X., y Tang W. (2005). Late Cenozoic uplift of southeastern Tibet. *Geology*, 33, 525-528.
- Corrigan, J.D. (1993). Apatite fission track analysis of Oligocene strata in South Texas, USA: testing annealing models. *Chemical Geology*, 104, 227-249.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz Martín, A., Silva, P.G., Andriessen, P., Cloetingh, S., Gonzalez Casado, J.M., Van Wees, J.D., Alvarez J., Carbo, A. y Olaiz A. (2007). Cenozoic thick-skinned deformation and topography evolution of the Spanish Central System. *Global and Planetary Change*, 58, 335-381.
- Dobson, M.H. (1973). Closure temperatura in cooling geochronological and petrological systems. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 40, 259-274.
- Farley, K.A. (2000). Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research*, 105, 2903-2914.
- Fernández-González, M. (2000). Fundamentos históricos. En: *Didáctica de las ciencias experimentales: Teoría y práctica de la enseñanza de las ciencias* (Eds. F.J Perales y P. Cañal), 65-84, Editorial Marfil.
- Fillon, C., Gautheron, C., van der Beek, P. (2013). Oligocene-Miocene burial and exhumation of the Southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature thermochronology. *Journal of the Geological Society*, 170, 67-77.
- Fillon, C., Pedreira, D., van der Beek, P.A., Huisman, R.S., Barbero, L., y Pulgar, J.A., (2016). Alpine exhumation of the central Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Tectonics*, 35, 1-18.
- Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coneya, P.J., y Baldwina, S.L. (1999). Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, 173, 157-170.
- Fleischer, R.L., Price, P.B. y Walker, R.M. (eds.) (1975). *Nuclear Tracks in Solids: Principles and Applications*. University of California Press, 605 p.
- Flowers, R.M., Ketcham, R.A., Shuster, D.L., y Farley, K.A. (2009). Apatite (U-Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 2347-2365.
- Francek, M. (2013). A compilation and review of over 500 geoscience misconceptions. *International Journal of Science Education*, 35(1), 31-64.
- Gleadow, A.J., Duddy, I.R., Green, P.F., y Hegarty, K.A. (1986). Fission track lengths in the apatite annealing zone and the interpretation of mixed ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 78, 245-254.
- González, G., Dunai, T., Carrizo, D., y Allmendinger, R. (2006). Young displacements on the Atacama Fault System, northern Chile from field observations and cosmogenic ^{21}Ne concentrations. *Tectonics*, 25.
- Green, P.F. y Duddy, I.R. (1989). Some commentes on paleotemperature estimation from apatite fission track analysis. *Journal of Petroleum Geology*, 12, 111-114.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J., Tingate, P.R., y Laslett, G.M. (1986). Thermal annealing of fission tracks in apatite 1 A qualitative description. *Chemical Geology*, 59, 237-253.
- Grobe, R.W., Álvarez-Marrón, J. Glasmacher, U.A., y Stuart, F. (2014). Mesozoic exhumation history and palaeo-landscape of the Iberian Massif in eastern Galicia from apatite fission-track and (U+Th)/He data. *International Journal of Earth Sciences*, 103, 539-561.
- Grobe, R.W., Alvarez-Marrón, J., Glasmacher, U. A. y Menendez-Duarte, R., (2010). Low-temperature exhumation history of Variscan-age rocks in the western Cantabrian Mountains (NW Spain) recorded by apatite fission-track data. *Tectonophysics*, 489, 76-90.
- Hickey, K.A., Donelick, R.A., y Tosdal, R.M., Mc Innes BIA (2003). Restoration on Eocene landscape in the Carlin-Jerritt Canyon mining district: constraining depth of mineralization for Carlin-type Au deposits using low-temperature apatite thermochronology. *Geological Society of America*, 35, 358.
- Johnson, C. (1997). Resolving denudational histories in orogenic belts with apatite fission-track thermochronology and structural data: An example from southern Spain. *Geology*, 7, 623-626. DOI. 10.1130/0091-7613.
- Johnson, C., Harbury, N., y Hurford, A. J. (1997). The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordillera (SE Spain). *Tectonic*, 16, 189-204.
- Johnson, M. R. W., y Harley, S.L (2012). Orogenesis: The making of Mountains. *Cambridge University Press*, pp. 388, Cambridge, RU.
- Jolley, A., Jones, F., y Harris, S. (2013). Measuring Student Knowledge of Landscapes and Their Formation Timespans. *Journal of Geoscience Education*, 61(2), 240-251.
- King, C. (2008). Geoscience education: an overview. *Studies in Science Education*, 44(2), 187-222.
- King, C., Kennett, P., Devon, E., y Sellés-Martínez, J. (2009). Earthlearningidea: nuevos recursos para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra en todo el mundo. *Enseñanza de Las Ciencias de La Tierra*, 17(1), 2-15.
- Ketcham, R. A. (2005). Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58, 275-314.
- Ketcham, R. A., Carter, A., Donelick, R. A., Barbarand, J., y Hurford, A. J. (2007). Improved modelling of fission-track annealing in apatite. *American Mineralogist*, 92, 789-798.
- Ketcham, R. A., Donelick, R. A., y Donelick, M. B. (2000). AFTSolve: a program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data. *Geological Materials Research*, 2, 1-32.
- Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R. y Gleadow, A.J.W. (1987). Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis. *Chemical Geology*, 65, 1-13.
- López Sánchez-Vizcaíno, V., Rubatto, D., Gómez-Pugnaire, M.T, Trommsdorff, V. y Müntener O. (2011). Middle Miocene high-pressure metamorphism and fast exhumation of the Nevado-Filábride Complex, SE Spain. *Terra Nova*, 13, 327-332.
- Libarkin, J. C., Kurdziel, J. P., y Anderson, S. W. (2007). College Student Conceptions of Geological Time and the Disconnect Between Ordering and Scale. *Journal of Geoscience Education*, 55, 5, 413-422.
- Maurel, O., Monié, P., Pik, R., Arnaud, N., Brunel, M., y Jolivet, M., (2008). The Meso-Cenozoic thermo-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fission track and (U-Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massif. *International Journal of Earth Science*, 97, 565-584.
- Martínez-Martínez, J.M; Torres-Ruiz, J., Pesquera, A. y Gil-Crespo, P.P. (2010). Geological relationships and U-Pb zircon and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ tourmaline geochronology of gneisses and tourmalinites from the Nevado-Filábride complex (western Sierra Nevada, Spain): Tectonic implications. *Lithos*, 119, 238-250.

Ministerio de Educación y Ciencia (2007a). Real Decreto 1631/2006, de 29 de diciembre, por el que se establecen las enseñanzas mínimas de la Educación Secundaria Obligatoria. Boletín Oficial del Estado (B.O.E.), de 5 de enero de 2007, nº 5, 677 - 773.

Ministerio de Educación y Ciencia (2007b). Real Decreto 1467/2007, de 2 de noviembre, por el que se establece la estructura del bachillerato y se fijan sus enseñanzas mínimas. Boletín Oficial del Estado (B.O.E.), de 6 de noviembre de 2007, nº 266, 45381- 45477.

Ministerio de Educación, Cultura y Deporte (2015). Real Decreto 1105/2014, de 26 de diciembre, por el que se establece el currículo básico de la Educación Secundaria Obligatoria y del Bachillerato. Boletín Oficial del Estado (B.O.E.), de 3 de enero de 2015, nº 3, 169 - 546.

Muñoz, J. A. (1992). Evolution of a continental collision belt; ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. En: *Thrust tectonics* (Ed. K. McClay), Chapman & Hall, 235-246.

Pedreira, D., Pulgar, J. A., Gallart, J. y Díaz, J. (2003). Seismic evidence of Alpine crustal thickening and wedging from the western Pyrenees to the Cantabrian Mountains (north Iberia). *Journal of Geophysical Research*, 108.

Perales Palacios, F. J., y Vílchez-González, J. M. (2012). Libros de texto: ni contigo ni sin ti tienen mis males remedio. Alambique: Didáctica de Las Ciencias Experimentales, 70, 75-82.

Platt, J. P., Argles, T. W., Carter, A., Kelley, S. P., Whitehouse, M. J., Lonergan, L. (2003). Exhumation of the Ronda peridotite and its crustal envelope: constraints from thermal modelling of a P-T-time array. *Journal of the Geological Society*, 160, 655-676.

Platt, J. P., Behr, W. M., Johannesen, K., Williams, J. R. (2013). The Betic-Rif arc and its orogenic hinterland: a review. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41, 14.1-14.45.

Price, M.F., (1998). Las montañas: ecosistemas de importancia mundial. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Vol. 49.

Price, P.B. y Walker, R.M. (1962). Chemical etching of charged particle tracks in solids. *Journal of Applied Physics*, 33, 3400-3406.

Reiners, P.W., Spell, T.L., Nicolescu, S., y Zanetti K.A. (2004). Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 1857-1887.

Roest, W.R. y Srivastava, S.P. (1991). Kinematics of the Plate Boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the Present. *Geology*, 19, 613-616.

Rosenbaum, G., Lister, G. S. y Duboz, C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 107-130.

Ruiz, G.M.H., (2004). Detrital thermochronology- a new perspective on hinterland tectonics, an example from the Andean Amazon Basin, Ecuador. *Basin Research*, 16,413-430.

Sequeiros, L., Pedrinaci, E., y Berjillos, P. (1996). Como enseñar y aprender los significados del tiempo geológico:

algunos ejemplos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 4(2), 113-119.

Sell, I.; Poupeau, G.; Casquet- Martín, C., Galindo C., y González-Casado, J. M. (1995). Exhumación alpina del bloque morfotectónico Pedriza-La Cabrera (Sierra del Guadarrama, Sistema Central Español): potencialidad de la termocronometría por trazas de fisión en apatitos. *Geogaceta*, 18, 23-26.

Steiger, R.H., y Jager, E. (1977). Subcommittee on geochronology; Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359-362.

Stockli, D.F., Surpless, B.E., Dumitru, T.A., y Farley K.A. (2002). Thermochronological constraints on the timing and magnitude of Miocene and Pliocene extension in the central Wassuk Range, western Nevada. *Tectonics*, 21, 10-11-19.

Stockli, D.F., Linn, J.K., Walker, y J.D., Dumitru, T.A. (2001). Miocene unroofing of the Canyon Range during extension along the Sevier Desert Detachment, west central Utah. *Tectonics*, 20, 289-307.

Tagami, T., y Dumitru, T.A. (1996). Provenance and history of the Franciscan accretionary complex: Constraints from zircon fission track thermochronology. *Journal of Geophysics Research*, 101, 8345-8255.

Tagami, T., Galbraith, R.F., Yamada, R. y Laslett, G.M. (1998). Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implications, In: Van den Haute, P. and de Corte, F. (eds.), *Advances in Fission-Track Geochronology, Solid Earth Sci.* Libr. Kluwer Acad., Norwell, Mass., 10, 99-112.

UNESCO. (2016). *Cada niño debiera tener un libro de texto. Informe de seguimiento de la Educación en el Mundo*. Documento de Política 23. Disponible en <http://es.unesco.org/gem-report/cada-ni%C3%B1o-deber%C3%ADa-tener-un-libro-de-texto#sthash.mWNOA5wT.2SIIIGAMX.dpbs>

Vázquez, M., Jabaloy, A., Azor, A., Persano, C., Stuart, F., Alonso-Chaves, F.M., Martín Parra, L.M., Matas, J., y García-Navarro, E., (2015). Mesozoic and Cenozoic exhumation history of the SW Iberian Variscides inferred from low-temperature thermochronology. *Tectonophysics*, 110-121.

Vázquez, M., Jabaloy, A., Barbero, L., y Stuart, F. (2011). Deciphering tectonic- and erosion-driven exhumation of the Nevado-Filábride Complex (Betic Cordillera, Southern Spain) by low temperature thermochronology. *Terra Nova*, 23, 257-263.

Vegas, R. (2004). Cadenas sin coberteras. En: *Geología de España* (Ed.: J.A. Vera). Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 617-631.

Vegas, R., Vázquez, J.T., Olaiz, A. J. y Medialdea, T. (2016). Tectonic model for the latest Triassic-Early Jurassic extensional event in and around the Iberian Peninsula. *Geogaceta*, 60, 23-26.

Yamada, R., Tagami, T., Nishimura, S., y Ito, H. (1995). Annealing kinetics of fission tracks in zircon: an experimental study. *Chemical Geology*, 122, 249-258. ■

Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 27 de mayo y aceptado definitivamente para su publicación el 8 de diciembre de 2017