

La edad de las rocas

Guadalupe Arzadún

CONICET - LaTe Andes

Desde hace muchos años, los geólogos de todo el mundo han tenido la necesidad de conocer la edad de las rocas y de los procesos que las afectan a lo largo de la historia, así como también la edad de nuestro planeta. La termocronología es una herramienta relativamente moderna que responde a dicha necesidad, siendo una técnica analítica que combina tiempo y temperatura. A través de esta técnica, se puede definir en qué momento del pasado una roca experimentó una determinada temperatura o, en otras palabras, definir la historia de calentamiento y enfriamiento de la roca. En definitiva, la termocronología permite el estudio de la historia térmica de las rocas, registrando los movimientos verticales de cuerpos rocosos a través de la historia geológica, y haciendo posible la cuantificación de la naturaleza y tiempo de ciertos procesos.

Los datos termocronológicos, es decir los obtenidos a partir de técnicas termocronológicas, tienen diversas aplicaciones en la geología, siendo de máxima utilidad cuando se los integra a modelados numéricos o a modelos cinemáticos¹ (que permiten comprender la dirección y magnitud de esfuerzos estructurales por fallas o plegamiento) y climáticos. De hecho, para una apropiada interpretación de los datos termocronológicos, los mismos deben ser relacionados con los procesos físicos y geológicos conocidos que han afectado a la roca, como por ejemplo rocas depositadas por encima, esfuerzos tectónicos que producen estructuras de fallas y pliegues, y otros datos con los que pueda contarse. En este sentido, la termocronología requiere la integración de datos de geología, geofísica y geoquímica, entre otros, utilizando técnicas de modelado teóricas y numéricas y la creación y transferencia de conocimiento entre disciplinas e investigadores con distintos conocimientos y experiencia (Figuras 1 y 2).

¹Modelos cinemáticos: Modelos físicos estructurales que permiten el análisis de la deformación de un cuerpo de roca, el movimiento de fallas que lo afectan y las direcciones de los esfuerzos que actuaron sobre el mismo.

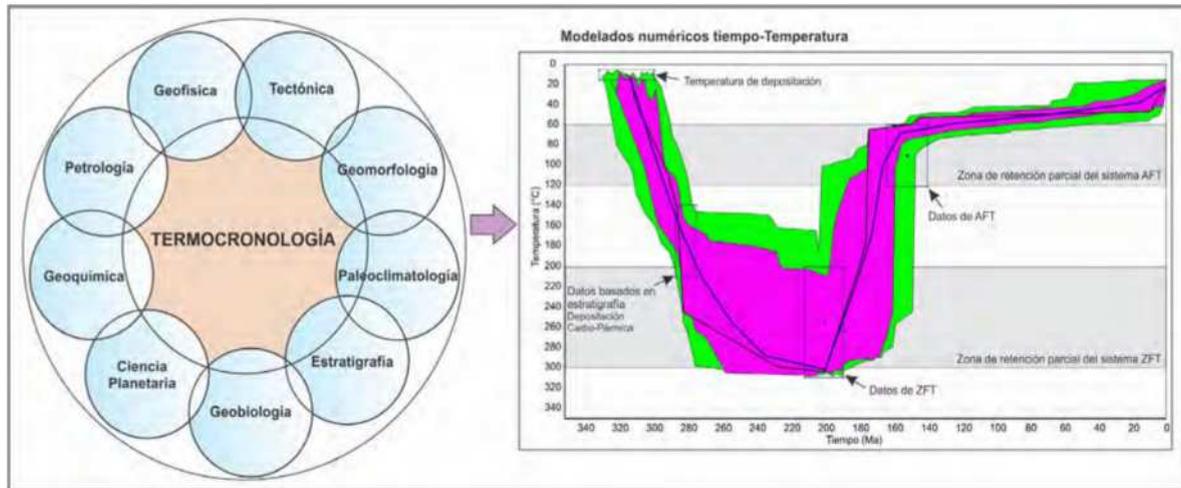


Figura 1. La termocronología requiere la integración con datos de distinta índole para la generación de modelos.

Geología	Ciencia natural que estudia la composición y estructura tanto interna como superficial del planeta Tierra, y los procesos por los cuales ha ido evolucionando a lo largo del tiempo geológico
Geofísica	Parte de la geología que estudia la estructura y composición de la Tierra y los agentes físicos que la modifican
Geoquímica	Ciencia que estudia la distribución, proporción y asociación de los elementos químicos de la corteza terrestre y de las leyes que las condicionan.
Geomorfología	Ciencia que estudia las formas de la superficie terrestre, su génesis y su actual comportamiento
Paleoclimatología	Disciplina que estudia las características climáticas de la Tierra a lo largo de su historia
Estratigrafía	Parte de la geología que estudia la disposición y las características de las rocas sedimentarias y los estratos
Geobiología	Campo científico interdisciplinario que explora las interacciones entre la vida y el ambiente fisicoquímico de la Tierra
Ciencia Planetaria	Ciencia interdisciplinaria que implica el estudio de los planetas, sistemas planetarios, satélites, su origen, evolución, composición, etc.
Tectónica	Parte de la geología que estudia los plegamientos, deformaciones y fallas de la corteza terrestre y las fuerzas internas que los originan
Petrología	Rama de la geología que estudia la composición, formación y transformación de las rocas

Figura 2. Distintas disciplinas que se utilizan en conjunto con la termocronología

Cómo funcionan los métodos Termocronológicos

Los métodos termocronológicos tienen sus bases en los conceptos fundamentales de la radiactividad, la cual resulta de la desintegración espontánea de un elemento químico inestable (el más común de ellos es el uranio) a un elemento químico más liviano, que puede decaer hasta que se genera finalmente un elemento estable (como por ejemplo el helio) (Rutherford, 1904). En este sentido, se basan en la relación entre la acumulación de un producto hijo, producido a través de una reacción de decaimiento radiactivo² en la roca (ya sea el producto hijo un isótopo³, o un daño en la estructura mineral como ser

las trazas de fisión) y en la remoción de ese producto hijo por difusión térmica⁴, a partir de un aumento de temperatura. Los elementos radiactivos emiten partículas alfa (α), beta (β) y rayos gamma (γ) (que corresponden a núcleos del elemento químico helio, electrones y ondas electromagnéticas) (Figura 3). Estos elementos radiactivos decaen con una vida media (tiempo de decaimiento) característica conocida para cada sistema isotópico⁵. La cantidad de elementos radioactivos se hace extremadamente pequeña

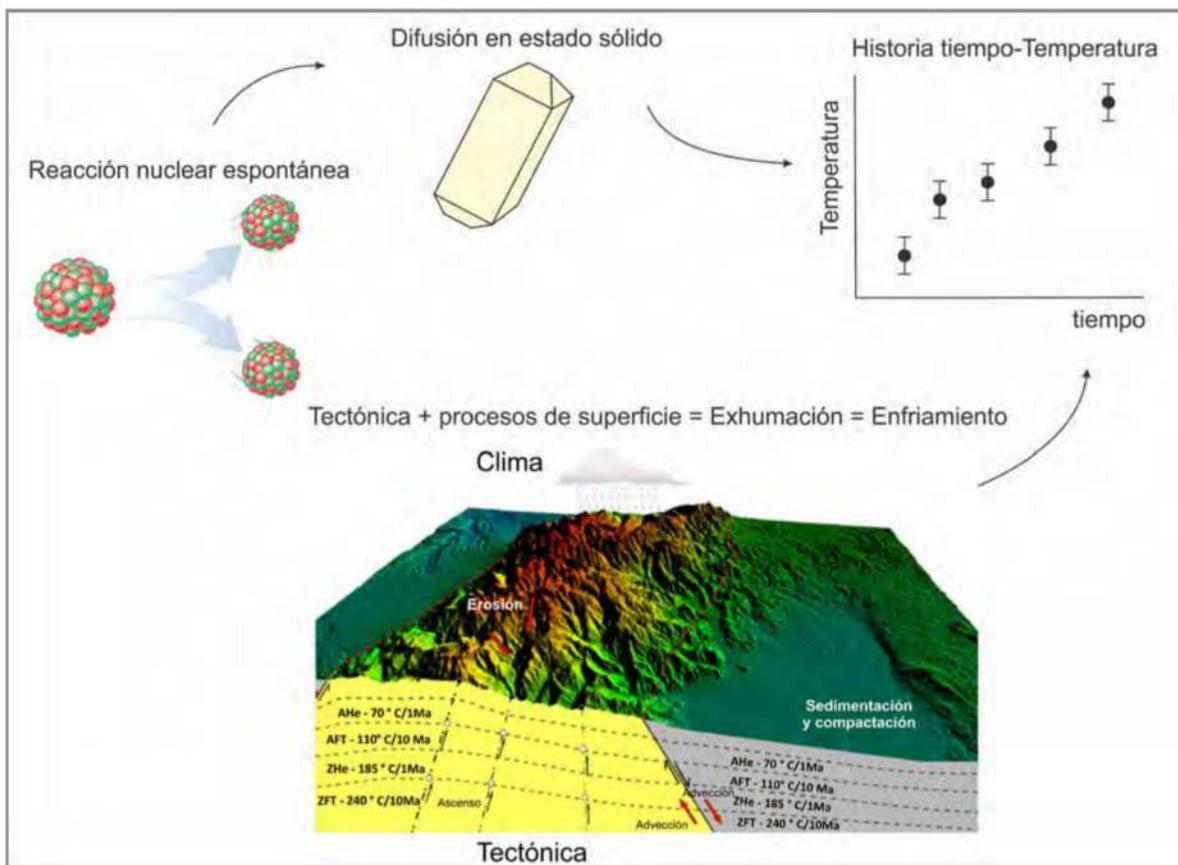


Figura 3. Los métodos termocronológicos se basan en la relación entre la acumulación de un producto hijo, producido a través de una reacción de decaimiento radiactivo y en la remoción de ese producto hijo por difusión térmica, es decir debido a un aumento de la temperatura. A partir de esta relación y del conocimiento de los procesos geológicos, es que se generan las historias tiempo-Temperatura. En el modelo inferior se utilizan distintos termocronómetros, AHe: Helio en apatitas; AFT: trazas de fisión en apatitas; ZHe: Helio en circones ZFT: trazas de fisión en circones.

²Decaimiento radiactivo: proceso en el que un núcleo inestable de un átomo se transforma en uno más estable, emitiendo partículas y/o fotones y liberando energía.

³Isótopos: átomos de un mismo elemento químico con igual número de protones pero distinto número de neutrones. Isótopo inestable: isótopo radiactivo que tiene un núcleo atómico inestable y emite energía y partículas cuando cambia de esta forma a una más estable. Isótopo estable: nucleido que no es radiactivo, por lo que no experimenta de forma espontánea decaimiento radiactivo.

⁴Difusión térmica: movimiento aleatorio de partículas (átomos, iones, moléculas) de un sitio a otro en un medio, por efecto de la temperatura.

⁵Sistema isotópico: Sistema conformado por dos elementos químicos en el cual uno es un isótopo inestable que se transforma en un isótopo más estable.

conforme pasan varias vidas medias del radioisótopo. A menos que exista un intercambio de elementos de la roca con el ambiente, el contenido radiactivo es un buen indicador del tiempo transcurrido, este tipo de muestra es conocido como sistema cerrado.

Como lo indica la palabra termocronología, todos los métodos de datación se asocian a diferentes temperaturas, dependiendo del sistema isotópico. En definitiva, la termocronología es la determinación de la edad, o datación, del enfriamiento de las rocas producto de la exhumación⁶ o ascenso de las rocas hacia la superficie terrestre. Puede considerarse que data el momento en que un mineral pasa a través de una temperatura de cierre específica, esta es la temperatura a la que se ha enfriado un sistema isotópico, a la cual un mineral ya no intercambia elementos o isótopos con su alrededor, y a partir de dicha temperatura el sistema se reinicia (Dodson, 1973). La temperatura de cierre varía no solo en los diferentes sistemas termocronológicos, sino también dentro de un mismo sistema isotópico en función del tamaño de grano, la composición química y la tasa de enfriamiento (Figura 4). El proceso de cierre de los sistemas no es instantáneo sino que tienen lugar a un intervalo de temperatura que se conoce como zona de retención parcial (Figura 1). En algún lugar dentro de este rango de temperatura se encuentra la temperatura de cierre, que se define como la temperatura del sistema termocronológico al tiempo correspondiente a la edad aparente.



Los circones y las apatitas son dos de los minerales más utilizados como termocronómetros, ya que son comunes en todas las rocas (Figura 5). Sin embargo, ambos se encuentran en fracciones pequeñas, menos de 10-1%, dispersos en la roca, por lo que la misma debe romperse en granos minerales individuales. Luego, como los circones y apatitas son más densos que la mayoría de otros minerales, se separan utilizando líquidos muy densos por gravedad. Se utilizan además las cualidades magnéticas de los circones para separarlos de otros minerales.

Figura 4. Distintos sistemas termocronológicos y sus temperaturas de cierre.

⁶Exhumación: Proceso por el cual un cuerpo de roca (que antes estaba enterrado) se acerca a la superficie de la Tierra.

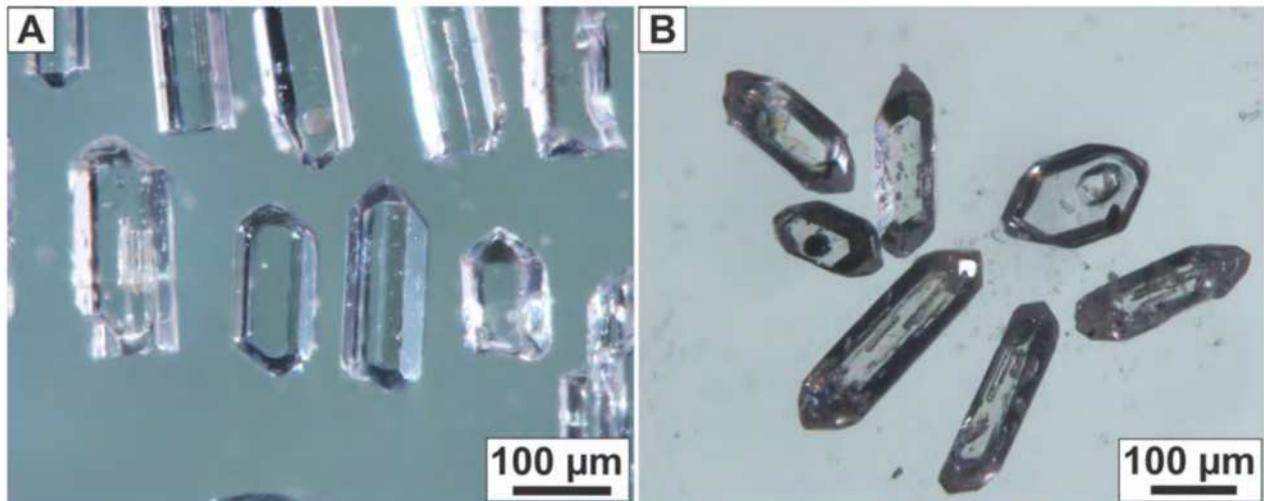


Figura 5. Minerales más utilizados como termocronómetros. A. Apatitas. B. Circones.

Los distintos sistemas isotópicos y minerales tienen diferentes temperaturas de cierre y esto es utilizado como parámetro para obtener edades a diferentes temperaturas por las que pasó una roca. Esto permite que, utilizando un conjunto de termocronómetros en una misma roca, puede reconstruirse su historia de enfriamiento (Figuras 3 y 4). El cronómetro con temperatura de cierre más alta es el sistema uranio-plomo (U/Pb) en circón, tiene temperaturas de cierre de 750-850°C. Otros cronómetros son de baja temperatura, dos de los principales son trazas de fisión en apatitas (AFT, por sus siglas en inglés), con temperaturas de cierre de 60-120°C, y uranio-torio/helio ((U-Th)/He) en apatitas, con temperaturas de cierre de 40-60°C. Otro termocronómetro muy utilizado es argón-argón ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) en biotita y muscovita que tiene temperaturas de cierre entre 250-375°C.

El método de datación uranio-plomo se basa en la desintegración de un isótopo de uranio a uno de plomo. El método uranio-torio/helio ((U-Th)/He), se basa en la acumulación de helio a partir del decaimiento de los isótopos padres uranio, torio y samario. Por su parte el método argón-argón ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) se basa en el decaimiento de potasio a argón. La termocronología de trazas de fisión, en cambio, se basa en un defecto lineal o traza, que se genera por la energía liberada durante la desintegración radiactiva de un isótopo mediante fisión espontánea natural del uranio (Wagner, 1992). Cada evento de fisión genera una única traza y el método se basa en el conteo de dichas trazas en los minerales de una roca.

Desarrollo de la termocronología a través de la historia

La termocronología comienza en el siglo IX cuando los geólogos intentaban ordenar los estratos de roca secuencialmente. Sin embargo, no existía un método efectivo de datación hasta el descubrimiento

de la radiactividad, que permitió dataciones confiables aplicadas directamente en rocas. El avance de las dataciones radimétricas (por desintegración radiactiva de los elementos que componen la roca), o termocronológicas, se desarrolló en el siglo XX como una disciplina de las ciencias de la tierra.

Antiguamente, se habían realizado varias estimaciones sobre la edad de la Tierra, mediante diferentes métodos. Algunos de ellos se basaron en la relación de disolución y precipitación de sales en los sedimentos que se han acumulado en los océanos a través de los años. Cálculos realizados por distintos geólogos entre los siglos XVII y XIX, dan como resultado edades de 80-90 millones de años (Ma) (Johnson y Olson, 2016). Sin embargo, estos métodos fueron descartados debido a un conocimiento incompleto de los procesos involucrados. Por otro lado, se han realizado cálculos en base a la acumulación de sedimentos, pero los procesos como la erosión y los períodos de no acumulación, entre otros, representan un problema. William Thomson (1862) calculó, en base a principios de la transmisión del calor dentro de la Tierra, una edad de 100 Ma, y en 1899 una edad de 20-40 Ma (Johnson y Olson, 2016). Luego del descubrimiento de la radiactividad natural por Henri Becquerel y por Marie y Pierre Curie en 1896, surgieron nuevos conceptos sobre los procesos dinámicos en el interior de la Tierra, en los que el flujo calórico era provisto continuamente por materiales radiactivos como el uranio. Posteriormente, la teoría de desintegración de Rutherford (1904), proveyó las bases de la cuantificación del tiempo geológico.

En 1905 Strutt analizó el contenido de helio en rocas y determinó una edad de 2 billones de años (Ba), siendo la primera aplicación de una técnica termocronológica. También Boltwood en 1905, calculó edades mediante el método U/Pb en 43 minerales, obteniendo un rango de 400 Ma a 2.2 Ba. Posteriormente, las dataciones de Boltwood abrieron a la discusión de la edad de nuestro planeta, de unos pocos millones de años a billones. La datación de rocas volcánicas, más precisamente basaltos⁷, permitió la calibración de la escala geomagnética que derivó en una revolución de la tectónica de placas (ver [Hongn y García, 2011. Temas BGNOA, vol. 1, nº1](#)). El desarrollo de la datación de alta precisión de U/Pb en circones permitió modelar procesos para el Precámbrico y está revolucionando nuestro conocimiento sobre escalas temporales magmáticas, así como también el tiempo de acumulación de sedimentos y de los cambios biológicos. La datación in situ de U/Pb cambió el paradigma sobre la vida temprana en ambientes hostiles de la Tierra. Se descubrió además, que los mayores eventos de extinción son temporalmente simultáneos a la formación de extensas zonas con rocas ígneas, producidas por actividad volcánica, y a impactos de asteroides.

⁷Basalto: Roca ígnea extrusiva (es decir que se genera por expulsión de magma a la superficie a través de un volcán) de color oscuro, que constituye una de las rocas más abundantes en la corteza terrestre.

Actualmente, con un conocimiento más completo de las técnicas termocronológicas y de su relación con la temperatura de cierre de cada sistema isotópico, las mismas se utilizan para conocer edades de enfriamiento y absolutas. En este sentido, muchos geólogos intentan obtener edades cercanas a la de la formación de la Tierra. Wilde et al. (2001) dataron granos de circón de una arenisca del oeste de Australia (en el área de Jack Hills, en el Craton de Yilgarn) y obtuvieron edades de 4.4 Ga. Esta edad se interpreta como la edad de cristalización de los granos de circón. A su vez, se sabe que la Tierra no es mucho más vieja que 4.56 giga años (^{81}Ga), a partir de dataciones en meteoritos (Watson y Harrison, 2005). Nutman et al. (1991) dataron un gneiss tonalítico en Australia, al sur de Jack Hills, y obtuvieron edades de 3.7-4 Ga, mientras que granitoides de Jack Hills dan edades U/Pb de 3.7-3.3 Ga. Cavosie et al. (2004), obtienen edades de 3.3 Ga en bordes de circones que se encuentran alrededor de núcleos más viejos, lo cual sugiere un reciclado de granitos (rocas ígneas intrusivas) más modernos.

Aplicaciones de las Termocronología

Los termocronómetros se utilizan con una gran variedad de finalidades, pero uno de los principales usos es para determinar la historia tiempo-temperatura de las rocas y, asociados a cronómetros con distintas temperaturas de cierre, es posible determinar el tiempo en que tardó en formarse una roca o mineral. También pueden utilizarse para mejorar modelados numéricos en estudios de dinámica del manto, tectónica de placas, procesos superficiales y climáticos, entre otros. También proveen controles espaciales y temporales que permiten calcular tasas de exhumación o ascenso hacia la superficie de las rocas, ya sea por plegamiento, fallas o por erosión de rocas en la superficie terrestre. Cuando los datos termocronológicos se acoplan a modelos cinemáticos y climáticos, pueden ser utilizados para determinar evoluciones temporales de paisajes como función de ascenso tectónico, clima y procesos erosivos.

Las relaciones entre los movimientos verticales, historia de temperatura y acumulación de producto hijo (abundancia al presente que provee la edad termocronológica), no son lineales y dependen de muchos parámetros. Por este motivo es necesario, como se había mencionado anteriormente, relacionar los datos termocronológicos a otros datos de índole geológico, geofísico, geoquímico, etc. La topografía y el relieve estructural también juegan un papel importante en la utilización de la termocronología para la deducción de cantidad, tiempos y tasas de denudación.

Como la temperatura de la litosfera incrementa con la profundidad, la información térmica puede ser trasladada a profundidad, y de esta manera los datos termocronológicos contienen un registro

⁸¹Ga = 1000 Ma

de la profundidad a la cual las rocas estuvieron sometidas a un determinado tiempo. En el caso de basamentos erosionados, por ejemplo, en los que las rocas estuvieron a profundidades de varias decenas de kilómetros, la termocronología es la única técnica que provee esta información y permite cuantificar el tiempo de exhumación de las rocas a la superficie.

Es necesario además, conocer como la acumulación de un producto hijo es afectada con la variación de la temperatura, y además saber cómo afectan los procesos tectónicos y de superficie, para comprender la relación entre ambos. De esta manera pueden ser datados, por ejemplo, eventos de metamorfismo, asociándolos a una temperatura de un sistema isotópico conocido como ser el de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y muscovita.

También es posible utilizar la termocronología para análisis de procedencia, estos se utilizan para conocer el origen de los granos individuales que componen una roca sedimentaria o un sedimento. En este caso de debe contar con dataciones del área fuente, y una cantidad importante de dataciones de posibles áreas de aporte. Se debe tener además un claro conocimiento geomorfológico y geológico de la zona de estudio.

En el caso del U/Pb en circón, que es el termocronómetro de mayor temperatura, se utiliza para dataciones de rocas metamórficas cuyas profundidades requieren unos 30 km para resetearse, o para edades absolutas en rocas volcánicas como tobas o granitos. Los circones se forman originalmente de un magma o en rocas metamórficas y son muy resistentes al ataque químico, sobreviviendo a muchos eventos geológicos, con lo cual pueden guardar información en anillos de crecimiento alrededor del cristal original y el núcleo quedar intacto y preservar las características químicas originales de la roca en la cual cristalizó. Esto, y su temperatura de cierre, lo hace un geocronómetro de los más utilizados y una herramienta esencial para comprender el origen de nuestro planeta. Este geotermómetro ha sido utilizado para aproximar la edad de la Tierra, a través de la búsqueda de datación del circón más antiguo posible en rocas de basamento, es decir en las rocas más antiguas.

Conclusiones

El desarrollo de la termocronología permitió una gran evolución en las ciencias geológicas, incluyendo cambios de paradigmas. El conocimiento más profundo de los distintos termocronómetros y sus temperaturas de cierre (las cuales son distintas según el sistema isotópico), hizo posible el desarrollo de métodos precisos para obtener edades, tanto de enfriamiento como edades absolutas de rocas. Actualmente, esto da la posibilidad de obtener historias de tiempo y temperatura de las rocas y datar los procesos que las afectaron, generando modelos muy completos de los mismos. Esto hace posible

analizar con mayor precisión los distintos procesos que actúan en una muestra de roca y también a una escala más global, asignándoles además una temporalidad. No hay que olvidar que para que para generar buenos modelos, es necesaria la interacción de distintos termocronómetros. A su vez, es de suma importancia la interacción de los datos termocronológicos con otros datos de índole geoquímica, geofísica, estratigráfica, etc, y con otras disciplinas, lo cual hace a un entendimiento más completo.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a Elizabeth Luna, técnica del laboratorio LaTe Andes, por suministrar fotografías de minerales. También al laboratorio LaTe Andes por el conocimiento brindado en la temática del artículo.

REFERENCIAS

CAVOSIE AJ, SA WILDE, D LIU, PW WEIBLEN, JW VALLEY. 2004. Internal zoning and U–Th–Pb chemistry of Jack Hills detrital zircons: a mineral record of early Archean to Mesoproterozoic (4348–1576Ma) magmatism. *Precambrian Research*, 135(4):251–279.

DODSON MH. 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems *Contrib. Mineral. Petrol.* 40:259–74.

JOHNSON GD, EA OLSON. 2016. Geochronology, *Enciclopedia Británica*.

NUTMAN AP, PD KINNY, W COMPSTON., IS WILLIAMS. 1991. SHRIMP U–Pb zircon geochronology of the Narryer Gneiss Complex, Western Australia. *Precambrian Research*, 52:275–300.

RUTHERFORD E. 1904. *Radio-Activity*, pp. 337–338.

STRUTT RJ. 1905. Rate of Formation of Radium. *Nature*, 72, 365.

WAGNER GA, P VAN DEN HAUTE. 1992. *Fission-track dating: Stuttgart, Enke Verlag - Kluwer Academic Publishers*.

WATSON EB, TM HARRISON. 2005. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. *Science*, 308:841–844.

WILDE SA, JW VALLEY, WH PECK, CM GRAHAM. 2001. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, 409:175–178.