



Los elementos cosmogénicos estables y radioactivos en España

Stable and radioactive cosmogenic elements in Spain

Juan Ramón VIDAL-ROMANÍ^{1*}, Carlos ARCE CHAMORRO¹, Daniel FERNÁNDEZ MOSQUERA¹

¹Instituto Universitario de Geología “Isidro Parga Pondal”, Universidad de Coruña. Campus de Elviña s/n, Edificio ESCI, 15071, A Coruña, España.

*Autor de contacto juan.vidal.romani@udc.es

<https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2022.44.0.9405>

recibido: 24/10/2022 aceptado: 15/12/2022

Abstract

Historically, the greatest difficulty in geomorphological work is the absolute dating of geomorphological surfaces, which reaches its peak when the surface has no coating at all. In this case, the only criterion is either creative imagination or the use of stable cosmogenic isotopes or, if this is not possible, radioactive isotopes, because as long as the stability of a surface can be guaranteed, the method will provide an absolute age for the surface. Depending on which isotope is used, the dating will vary in accuracy. For stable cosmogenics there is no age limit, while for others (radioactive cosmogenics) it is limited by the half-life of the isotope used. Detailed analysis of the geological and geomorphological history of the surface under study should never be neglected, more than for any other type of dating.

Keywords: stable cosmogenic, radioactive cosmogenic, absolute dating, rock surface

Resumen

Desde siempre la mayor dificultad en los trabajos de geomorfología ha sido la datación absoluta de superficies geomorfológicas que llegan al máximo cuando la superficie carece de cualquier tipo de recubrimiento. Es entonces cuando el único criterio es, o la imaginación creativa o el uso de los isótopos cosmogénicos estables y en su defecto de los radioactivos ya que siempre que se pueda garantizar la estabilidad de una superficie el método dará una edad absoluta para la superficie. La datación tiene una precisión diferente según cual sea el isótopo utilizado. Para el caso de los cosmogénicos estables no hay limitación de edad aunque en otros (cosmogénicos radioactivos) estaría limitada por la vida media del isótopo utilizado. No debe nunca desdeñarse, mas que en cualquier otro tipo de datación, el análisis detallado de la historia geológica y geomorfológica de la superficie analizada.

Palabras clave: datación absoluta, cosmogénicos estables, cosmogénicos radioactivos, erosión, superficie rocosa

1. INTRODUCCIÓN

Los rayos cósmicos fueron descubiertos en 1912 por el físico austriaco Victor Hess y estudiados inicialmente por los físicos de partículas. Fue en 1934 cuando A. V. Grosse sugirió que la interacción de la radiación cósmica con la superficie terrestre podría generar nuevos nucleidos a los que denominó radioelementos cósmicos. Más tarde, (DAVIS y SCHAFER 1955) se realizó el primer intento de medida de nucleidos cosmogénicos generados in situ determinando el ^{36}Cl en las superficies de rocas máficas situadas por delante del máximo avance de la glaciación finipleistocena en las Montañas Rocosas. La detección de nucleidos cosmogénicos generados en superficies terrestres estaba condicionada por las limitaciones instrumentales de la época, que de hecho duraron hasta principios de la década de 1980, cuando gracias al desarrollo de la espectrometría de masas por acelerador (AMS) y de la espectrometría de masas de gases nobles de alta sensibilidad se pudo afinar sustancialmente el límite de detección adecuándolo a las tenues tasas de producción de nucleidos cosmogénicos en la Tierra. Mientras tanto, los estudios de exposición de superficies a la radiación cósmica se sucedieron tanto en meteoritos como en superficies lunares, donde las tasas de producción de 10^2 a 10^3 veces superiores a las de la Tierra y una tasa de erosión prácticamente nula permitían la detección de nucleidos con los instrumentos de la época. Se desarrolló así un corpus teórico necesario para determinar el flujo de rayos cósmicos sobre la superficie terrestre y modelizar la producción de nuevos nucleidos por interacción de la radiación con la materia. Fue en la segunda mitad de la década de 1980 cuando distintos grupos trabajaron simultáneamente en este campo, definiendo el espectro de aplicación, tanto metodológica como geomorfológica, de esta técnica.

Hoy en día, la técnica con sus distintos nucleidos se ha aplicado a superficies de distinta significación geomorfológica en los numerosos trabajos publicados hasta ahora. Sin duda, los más clásicos se refieren al estudio del glaciario durante el Pleistoceno, determinando la edad de exposición de superficies rocosas con pulido glacial y morrenas en los sistemas glaciares de los cinco continentes ([GRANGER, LIFTON, y WILLENBRING, 2013](#)). Otras superficies datadas corresponden a eventos volcánicos, paleosismicidad, tasas de incisión y levantamiento o impactos meteoríticos. La producción de nucleidos cosmogénicos in situ depende fundamentalmente de la disposición de la superficie bombardeada, de su composición mineralógica y del tiempo de exposición. El mineral idóneo para medidas con isótopos cosmogénicos es el cuarzo por su composición química simple y su amplia distribución en la litosfera, y son varios los isótopos que se originan en el cuarzo. De ellos, los isótopos radiactivos como ^{10}Be , ^{14}C o ^{26}Al se miden por Espectrometría de Masas de Acelerador (AMS) y su espectro temporal de aplicación viene dado por la correspondiente constante de desintegración radioactiva y la erosión que disminuye la concentración del isótopo en la roca; los isótopos estables como ^3He y ^{21}Ne se miden por Espectrometría de Masas de Gases Nobles (NG-MS) y no tienen más límites que las pérdidas por erosión, pues se acumulan en la roca indefinidamente. Cada

isótopo presenta distintos problemas metodológicos y no todos son útiles para datar el mismo proceso. El problema común a todos ellos es la determinación exacta de los isótopos inducidos por los rayos cósmicos, sustrayendo de la medida de la concentración total, los debidos a otras causas. Por ejemplo, la existencia de una composición isotópica previa a la exposición ("trapped component" o componente heredado) debe ser tenida en cuenta y según el isótopo estudiado, la producción debida a la desintegración de elementos radioactivos contenidos en la matriz rocosa o la incorporación a la misma de isótopos generados en la atmósfera pueden contribuir a la concentración total.

2. METODOLOGÍA

2.1. Principios básicos de los nucleidos cosmogénicos terrestres

Los rayos cósmicos están conformados por partículas nucleares de muy alta energía como protones (70%), partículas α (20%), iones de Li, Be y B (0,7%), iones de C, N y O (1,7%) e iones de $Z > 10$ (0,6% restante). Esas partículas se ven afectadas por el campo magnético terrestre, que dificulta su penetración en la atmósfera según cual sea el ángulo de incidencia y la rigidez del rayo, en relación con las líneas del campo geomagnético (Fig.1A), que es el valor mínimo necesario para que la partícula puede entrar en la atmósfera terrestre, mayor en el ecuador que en los polos (Fig.1A), por lo que la mayor penetración de rayos cósmicos es en los polos (DUNAI, 2010).

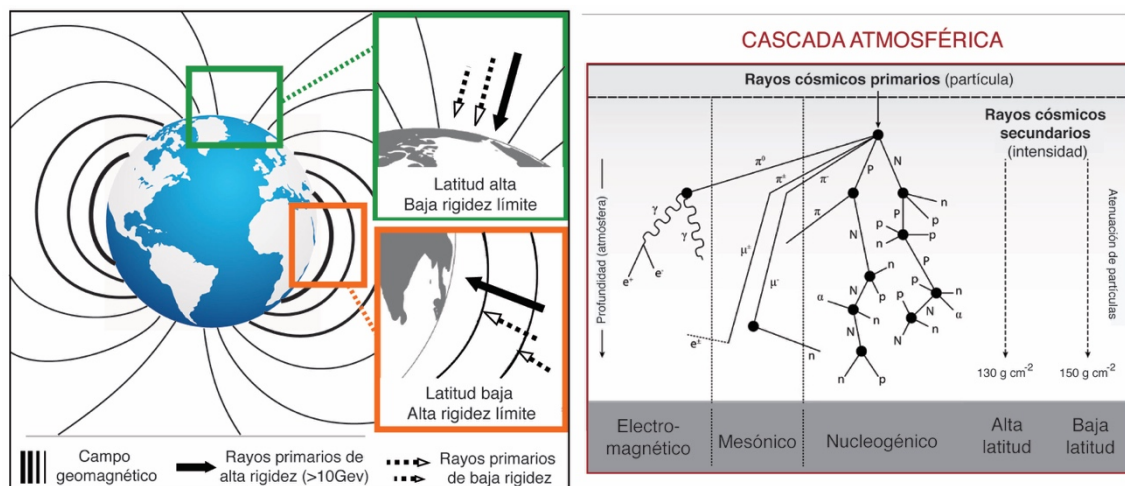


Figura 1. (A) Rayos cósmicos primarios y campo geomagnético. (B) Rayos cósmicos secundarios y cascada atmosférica. (Modificado de DARVIL, 2013).

El paso de los rayos cósmicos primarios a través de la atmósfera generan partículas secundarias (GOSSE y PHILLIPS, 2001), que vuelven a chocar produciendo una segunda generación de partículas (Fig.1B). En este proceso, en cascada atmosférica, una partícula

de energía E colisiona con un núcleo de aire produciendo dos partículas que a su vez chocan con otros núcleos de aire, y así sucesivamente, formando un frente en forma de disco de pocos metros de espesor y cientos de metros de radio, finalizando cuando se alcanza un umbral de energía (E_0) insuficiente para generar nuevas partículas. Del producto de estos choques, los piones (Π), pocos alcanzan la superficie terrestre pues, o se desintegran ($t_{1/2}=10^{-6}$ s) en muones (μ^+, μ^-) o neutrinos (n), o colisionan con otras partículas de la atmósfera dando lugar a un gran número de nuevos electrones, neutrones, protones y fotones. Al descender la cascada de reacciones a través de la atmósfera, se incrementa la proporción de neutrones, que al ser eléctricamente neutros no son afectados por reacciones de ionización. Los neutrones van perdiendo energía hasta llegar al rango de 1-5 GeV por eso se denominan neutrones térmicos, y generan nucleidos cosmogénicos en la atmósfera, como el ^{14}C , o en la litosfera, el ^{36}Cl o el ^{41}Ca . Los neutrones de alta energía (>10 GeV) al llegar a la parte superior de la litosfera, son los responsables de las reacciones de espalación (Fig.2), las más importantes para la producción de nucleidos cosmogénicos *in situ*.

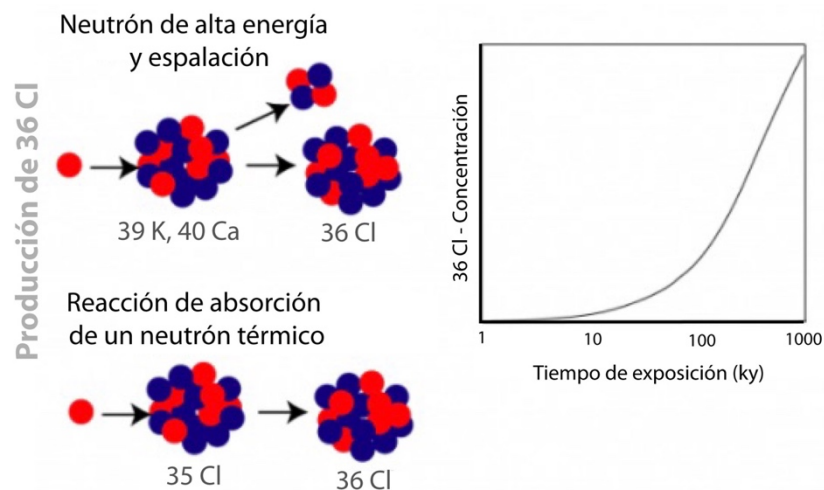


Figura 2. Reacciones de espalación, absorción de neutrones térmicos y concentración de ^{36}Cl durante el tiempo de exposición (en kiloaños)

Por su carácter acumulativo, la tasa de producción de los nucleidos cosmogénicos terrestres (TCN - en sus siglas en inglés) *in situ* pueden presentar diferencias debidas a variaciones temporales en el campo magnético terrestre o en el ángulo de incidencia de los rayos cósmicos secundarios según la latitud (a lo que hay que añadir la altitud) (KURZ *et al.*, 1990) - variaciones que se atenúan a medida que el tiempo de exposición se prolonga (10^4 - 10^6 años). A partir de la curva de paleointensidad de GUYODO y VALET (1999) (abarca 800 ka), se deduce que las tasas de producción son constantes para latitudes superiores a los 30° . Finalmente, el flujo de rayos cósmicos decrece exponencialmente a medida que atraviesa atmósfera, hidrosfera y la zona superficial de

la litosfera, aunque su espectro energético es constante por debajo de, aproximadamente, los 10 Km de altura (LAL y PETERS, 1967).

2.2. Producción de nucleidos cosmogénicos *in situ*

En la atmósfera, las reacciones más importantes son las de colisión y las de captura (de neutrones térmicos) (Fig.2). Esta última es la que produce el ^{14}C y ^{81}Kr ; los restantes tipos de isótopos cosmogénicos producidos en la atmósfera se deben a reacciones de colisión, principalmente por neutrones. La producción de isótopos en las rocas depende de la composición química de estas y tiene 3 mecanismos principales de formación: (a) colisiones con partículas de alta energía (reacciones de espalación) (Fig.2), (b) reacciones de captura de neutrones y (c) desintegraciones nucleares inducidas por muones (LAL, 1988).

Las reacciones de espalación producen isótopos "hijos" más ligeros que los isótopos "padres" blanco (el nucleón incidente de alta energía que colisiona con el núcleo diana desprende partículas ligeras y deja un núcleo residual con una masa ligeramente menor que la inicial) (Fig.2). Estas reacciones son importantes para los estudios geomorfológicos que utilizan esta técnica pues generan ^3He , ^{10}Be , ^{14}C , ^{21}Ne y ^{26}Al , ^{36}Cl , según sea el átomo bombardeado: el O produce ^3He , ^{10}Be y ^{14}C , y el Si y Al generan ^3He y ^{26}Al principalmente y ^{10}Be y ^{21}Ne , (aunque mucho menos ^{10}Be que el O en los silicatos). Na y Mg son muy importantes en la producción de $^{20,21,22}\text{Ne}$ por medio de reacciones como $^{24}\text{Mg}(n,\alpha)^{21}\text{Ne}$, $^{23}\text{Na}(n,p2n)^{21}\text{Ne}$ y el ^{36}Cl es producido en cantidades significativas por colisión con el K y el Ca.

Los mismos isótopos se generan por radioactividad natural. Es el caso del ^{21}Ne producido a partir de la interacción de oxígeno con partículas alfa procedentes de la serie de desintegración U/Th y, aunque es baja, puede ser importante en función de su magnitud respecto al componente cosmogénico. En rocas cuya edad está en el rango de los centenares de millones de años, esta producción nucleogénica puede ser del mismo orden que la producción cosmogénica en períodos de unas decenas de miles de años. Para el ^{21}Ne existen ejemplos desfavorables: en muestras procedentes de Sierra Nevada, (EE. UU.), con una edad estimada de exposición de unos 11.000 años (NIEDERMANN *et al.*, 1993) no se puede separar el componente cosmogénico del radiogénico. En otros trabajos (BRUNO *et al.*, 1997), muestras de la Antártida con edades de exposición de unos 2 millones de años, la fracción debida al componente radiogénico es despreciable frente a la correspondiente a los rayos cósmicos.

La producción de isótopos cosmogénicos puede dar lugar (i) a la formación de nucleidos estables (^3He , ^{21}Ne) - que se acumulan con el tiempo en función de su tasa de producción y acaban alcanzando el equilibrio con respecto a la tasa de erosión de la superficie de la roca - o (ii) a la producción de un nucleido radiactivo (^{26}Al , ^{10}Be , ^{36}Cl , ^{14}C) - producción que acabará siendo igual a la tasa de erosión y a la cantidad de nucleido que se pierda por

desintegración radiactiva. El estado de equilibrio se denomina saturación y limita las escalas de tiempo máximas en las que los nucleidos pueden ser utilizados para datar (entre 10^3 - 10^7) (Fig.3), que viene determinado por el procedimiento de medición (IVY-OCHS y KOBER, 2008).

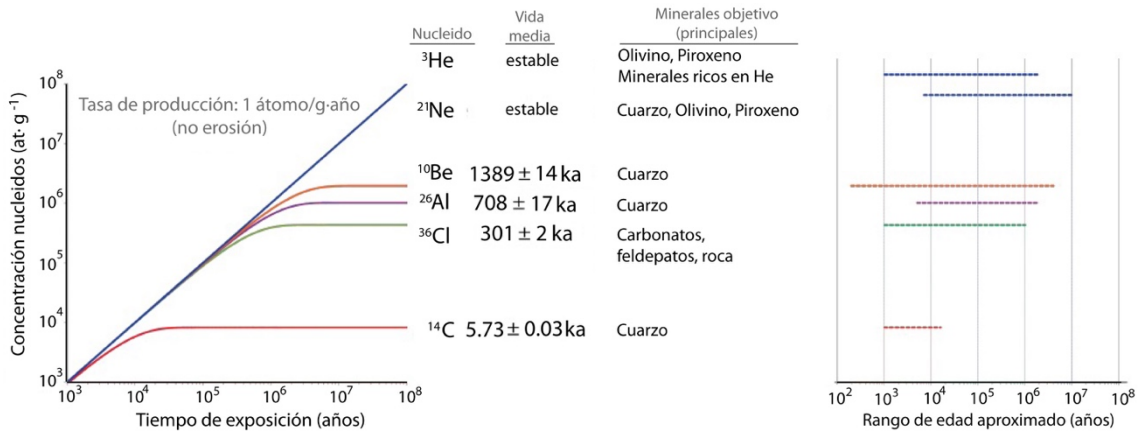


Figura 3. Concentración de los principales nucleidos empleados para datación indicando los minerales objetivo principales y el límite de edad (inferior y superior) de la técnica. (Modificado de Darvil, 2013).

La tasa de producción (átomo/gramo·año) (Fig. 3) de los distintos TCN *in situ*, se calcula con distintos modelos de conversión a partir de los datos regionales y globales (LAL, 1991; STONE, 2000; DUNAI, 2001; DESILETS *et al.*, 2006). En el estudio de procesos geodinámicos externos con nucleidos cosmogénicos producidos *in situ* hay que considerar la atenuación que sufren flujo y energía de rayos cósmicos al interferir las rocas o sedimentos con los rayos cósmicos secundarios debido a las interacciones nucleares producidas (LAL, 1991). La tasa de desintegraciones nucleares y la producción de nucleidos decrece exponencialmente con la profundidad de penetración en la roca.

Es importante considerar si la tasa de erosión (Fig.4B) ha sido uniforme durante un tiempo lo suficientemente largo como para que la concentración del nucleido cosmogénico en la superficie haya alcanzado un valor representativo o constante (LAL, 1991). Esto no ocurre cuando los procesos erosivos eliminan espesores de roca importantes (SMALL *et al.*, 1997).

Por ello la concentración del nucleido da un valor mínimo de edad de exposición para la superficie erosionada (LAL, 1991), que se puede aceptar (GOSSE y PHILLIPS, 2001) si existen (1) pruebas geológicas de que la erosión es despreciable (superficies de pulido glacial o coladas de lava de edad reciente bien conservadas), (2) inferencias razonables de que la erosión es despreciable (es el caso de superficies de roca desnuda dadas las tasas de erosión medidas hasta ahora sobre distinta litología y condiciones climáticas, que se sitúan en el rango de 1-20 mm/ka), (GOSSE y PHILLIPS, 2001) y (3) inferencias razonables de gran antigüedad de la superficie (p.ej.: las superficies de los Dry Valleys

en la Antártida, (NISHIZUMI *et al.*, 1989)), asumiéndose una erosión en estado estacionario con acumulación de nucleidos cosmogénicos.

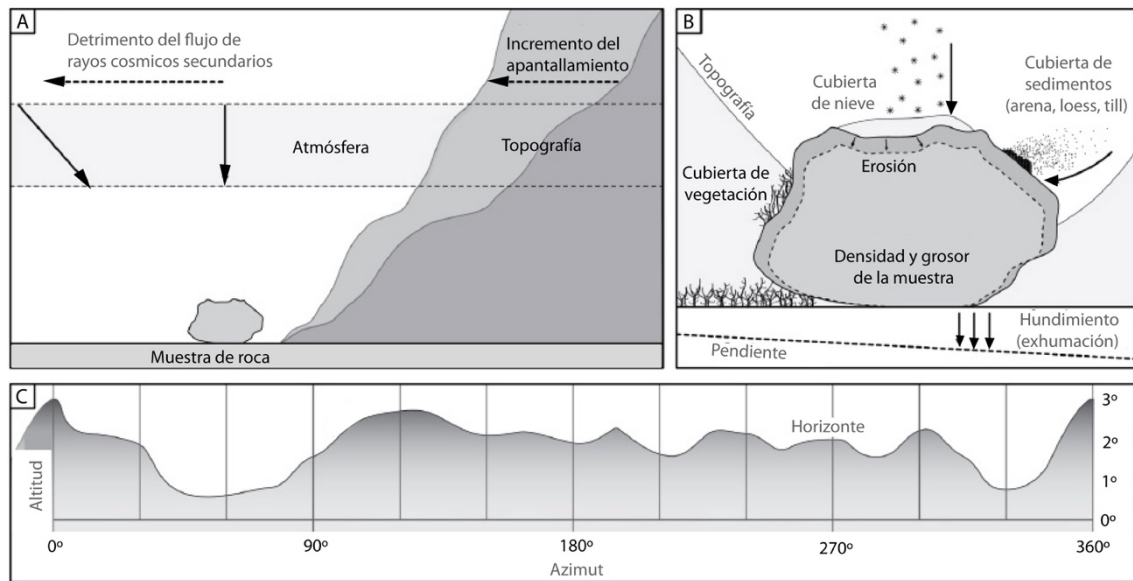


Figura 4. Atenuación y apantallamiento de los rayos cósmicos secundarios. (Modificado de DARVIL, 2013).

2.3. Apantallamiento de los rayos cósmicos

Los rayos cósmicos pueden verse apantallados (total o parcialmente) (Fig.4) por obstáculos (principalmente masas rocosas) (CERLING y CRAIG, 1994; DUNNE *et al.*, 1999). La atmósfera tiene mayor espesor para bajos ángulos de incidencia, pero la corrección para la producción debida a partículas primarias y secundarias es, a pesar de todo, mínima (o insignificante) cuando el ángulo de apantallamiento es pequeño. También debe ser considerado el apantallamiento temporal producido por enterramiento que pueden inducir a errores importantes dependiendo de su persistencia (según sea la escala temporal del evento geológico estudiado). A partir de los mapas topográficos de mayor escala, resulta sencillo obtener el ángulo de incidencia que apantalla un obstáculo y su extensión azimutal como variables a incluir en el cálculo del apantallamiento (GROSSE and PHILLIPS, 2001).

2.4. Componente heredada

Para obtener una buena medida la muestra no debe haber estado expuesta a los rayos cósmicos antes del evento estudiado. Si no es así es que existirá una componente heredada que envejece la edad de la muestra estudiada. Si las medidas utilizan un solo tipo de nucleido, los valores atípicos pueden identificarse mediante análisis estadísticos (análisis de distribución y/o pruebas chi-cuadrado), aunque ello requeriría la toma de numerosas muestras. En los perfiles de profundidad, una concentración de nucleidos de una muestra

suficientemente profunda (>3 m) se puede relacionar con esta componente heredada (REPKA *et al.*, 1997; HANCOCK *et al.*, 1999). Algunas aplicaciones utilizan isótopos múltiples (p.ej.: $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$) tanto para identificar la herencia de nucleidos como para cuantificar las tasas de erosión.

La componente heredada puede corresponder a los nucleidos estables (p.ej.: ^{21}Ne) generados durante la formación/cristalización de las rocas (p.ej.: granitoides), que puede afectar al resultado final cuando se analiza la concentración de TCN *in situ* en superficies rocosas. La relación isotópica del $^{20,21,22}\text{Ne}$ (acompañada de tratamientos térmicos en el espectrómetro de masas) permite en ocasiones discriminar todas las componentes (heredada, atmosférica, nucleogénica, etc.) que puedan existir.

2.5. Toma de muestras, fracción mineral y extracción de TCNs

Para conseguir una buena selección de muestras y la optimización de los resultados esperables es imprescindible conocer los procesos geomórficos que han actuado sobre la zona muestreada, lo que requiere la ayuda de un buen geomorfólogo. Debido a los distintos procesos en superficie que pueden afectar a la concentración de los TCN durante el tiempo de exposición (p.ej.: apantallamiento; ver apartado 2.3), es importante considerar la geometría de la superficie de la roca y del área de muestreo (Fig. 4), evitando, en la medida de lo posible, superficies irregulares o demasiado inclinadas, así como lugares cercanos a los bordes de rocas o afloramientos debido a la penetración de rayos cósmicos desde múltiples direcciones (y, en el caso del ^{36}Cl y el ^{41}Ca , la posible fuga de neutrones térmicos; GOSSE y PHILLIPS, 2001). Cuanto más se aproxime el área de muestreo a una geometría ideal (superficie extensa, plana y horizontal) (Fig. 4C), serán necesarias menos mediciones, permitiendo una mayor precisión, aunque la variación debida a múltiples muestras puede ayudar a validar la corrección de la geometría de la superficie, cuando distancia mínima entre muestras es inferior a 50 cm.

La altura de la muestra (respecto al nivel de suelo) permite eludir la posibilidad de apantallamientos por capas de nieve o loess, o incluso obviar episodios de enterramiento temporal. Conviene muestrear en materiales con litología más resistente a la meteorización (p.ej. granito) (Fig. 5A, B), pues aumenta la fiabilidad de los datos al minimizar la incertidumbre de la posible erosión. Son también aspectos relevantes las coordenadas, elevación, inclinación y/o los obstáculos que favorezcan el apantallamiento de los rayos cósmicos (Fig. 4C).

El muestreo en superficie (Fig. 5A, B, C) es comúnmente empleado para calcular la edad a partir del análisis de los TCN *in situ* en una muestra, aunque incrementa los riesgos de variabilidad e incertidumbre (erosión, apantallamiento, componente heredada, etc.) (BALCO *et al.*, 2005), que deberán compensarse con mayor número de medidas, por tanto, de muestras. En este tipo de muestreo se recogen los 5 cm superiores de la superficie para maximizar la concentración del TCN y minimizar la incertidumbre debida

a la variación del flujo de rayos cósmicos en muestras de mayor longitud (aunque posteriormente sólo se analicen los minerales incluidos en los 2 cm más superficiales). El muestreo en profundidad (Fig. 5C, D, E) permite analizar el cálculo de la edad de la superficie, determinando la concentración de los TCN en profundidad, para establecer tasas promedio de erosión/deflación, cálculo de la componente heredada, variaciones en la deposición de los sedimentos (ANDERSON *et al.*, 1996; VIVEEN *et al.*, 2012). El uso de isótopos múltiples permitiría, también, establecer edades de exposición y enterramiento (GRANGER y MUZIKAR, 2001; YANG *et al.*, 2021).

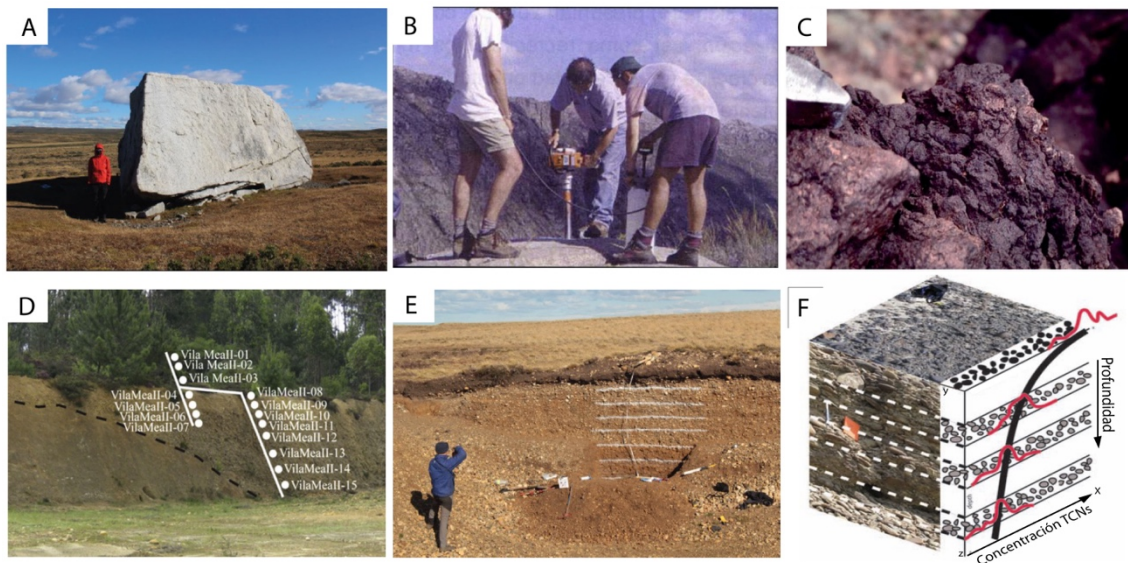


Figura 5. Muestreos en superficie (A: bloque errático de granito; B: superficie granítica erosionada por un glaciar; C: colada volcánica) y en profundidad (D: terrazas fluviales; E: coladas glacio-fluviales; F: depósitos aluviales) (IVY-OCHS y KOBER, 2008; VIVEEN *et al.*, 2012; DARVIL, 2013). La curva roja en (F) indica el descenso en la concentración de TCNs (eje z) con la profundidad (eje x) (modificado de Ivy-Ochs y Kober, 2008).

Para ello es importante describir el espesor, la profundidad, la densidad aparente, el tamaño medio de los clastos, entre otros aspectos como la presencia de estructuras sedimentarias que puedan indicar, por ejemplo, procesos post deposicionales, presencia de materiales alóctonos o una proporción de TCN heredada debida a etapas previas de exposición. La componente heredada puede analizarse con el muestreo de materiales (p.ej.: clastos) superficiales más modernos relacionados con el proceso a estudiar. Otras posibilidades consisten en recoger muestras que están muy por debajo de la profundidad de penetración de los neutrones rápidos comparando la concentración de TCN con aquella procedente del sedimento suprayacente (siempre que se trate del mismo evento deposicional). También se pueden recoger y comparar múltiples muestras a lo largo de un transecto vertical (en sedimentos sin perturbaciones observables), ya que las muestras con componentes heredados tendrán concentraciones anómalas mayores (ANDERSON

et al., 1996). Ambos aspectos requieren el análisis de la densidad aparente de los distintos materiales que conforman los niveles superiores (p.ej. diferencias entre clastos o presencia de carbonatos, etc.) y corregir cualquier tipo de incertidumbre asociada (PHILLIPS *et al.*, 1996; REPKA *et al.*, 1997; VIVEEN *et al.*, 2012).

La cantidad mínima de muestra necesaria no es fija, varía en función del TCN utilizado, la duración de la exposición, la tasa de producción efectiva del lugar, la proporción de las fases minerales deseadas y la naturaleza del análisis. Resulta conveniente consultar las revisiones de espectrometría de masas (AMS y NG-MS) publicadas (FINKEL y SUTER, 1993; GOSSE y PHILLIPS., 2001; DUNAI 2010). La consideración concreta de nucleidos y fases minerales presentes pueden influir mucho en el tamaño necesario de la muestra. Por ejemplo, 500 g de cuarcita relativamente pura pueden ser tratados para un análisis de ^{10}Be , mientras que 5 kg de roca pueden ser necesarios para el análisis de una roca volcánica pobre en cuarzo de la misma edad. Los análisis de ^{36}Cl en roca completa se realizan de forma rutinaria en muestras de 500 g o menos, pues no es necesario separar los minerales. Los TCN de gases nobles tienen la ventaja de requerir pocos gramos de los granos de mineral objetivo, aunque a menudo se necesitan unos cientos de gramos de roca para obtener la cantidad mínima deseada.

2.5.1. Preparación de muestras

Se hace según dos protocolos muy definidos: (1) separación, concentración y purificación del mineral y (2) extracción de los isótopos, aislándolos de los isótopos cosmogénicos no producidos *in situ* (nucleogénicos, radiogénicos y/o heredados).

2.5.1.1. *Separación, concentración y purificación del mineral.* Una vez en el laboratorio, las muestras se lavan y/o cepillan para eliminar los elementos orgánicos indeseables (p.ej. líquenes), carbonatos o polvo. Posteriormente, las muestras se muelen y tamizan hasta alcanzar una granulometría más apropiada para cada nucleido (p.ej. en fracciones entre 2000-250 μm). En testigos obtenidos mediante un taladro de roca, se emplearán los 2 cm superiores. Las fracciones granulométricas óptimas serán aquellas que mayor calidad y cantidad presenten del mineral objetivo. Los análisis de TCN implican el aislamiento y purificación de una fase mineral única. La separación de minerales puede realizarse con combinaciones de separación magnética o electrostática, separación por densidad mediante líquido ultradenso, recogida manual para seleccionar los granos o eliminar las fases no deseadas con pinzas bajo un microscopio binocular de disección, y disolución química selectiva por lixiviación diferencial de silicatos. Esta última implica una mezcla de HF y HNO en baños ultrasónicos calientes (KOHL y NISHIIZUMI, 1992) o ácido pirofosfórico. Estos métodos de lixiviación parcial ofrecen la ventaja de disolver selectivamente las fases minerales no deseadas mientras se eliminan los nucleidos contaminantes (como el ^{10}Be atmosférico adherido a las superficies de fractura de los granos de cuarzo; BROWN *et al.*, 1991; KOHL y NISHIIZUMI, 1992).

El protocolo de purificación de los granos de cuarzo comienza con un ataque químico por HCl (10%; 85 °C; 3 horas) para disolver óxidos de hierro. Digestión con HF (1%)/HN03 (1%), (55 °C, 3 horas en baño de ultrasonidos); el ácido nítrico evita la precipitación de los fluoruros formados durante el ataque con fluorhídrico que reduce la señal de Ne nucleogénico acumulado en la superficie externa de los granos de cuarzo. Centrifugado diferencial por densidad (p.ej. con politungstenato de sodio) a 2.75 g/cm³ (2000 rpm/2 min), recogiendo el sobrenadante. Lavado con agua destilada y separación de la mica por flotación. Purificación mediante HF (3%)/HN03 (3%) durante 20 minutos en baño de ultrasonidos, con la finalidad de eliminar contaminación por feldespatos. Re-tamizado y selección manual de los granos más apropiados bajo la lupa.

2.5.1.2. Extracción de isótopos. El objetivo es: (1) recoger la mayor cantidad posible de TCN; (2) separar el TCN de los nucleidos no cosmogénicos (por ejemplo, radiogénicos o nucleogénicos) o de los nucleidos que no se produjeron *in situ* (por ejemplo, atmosféricos); (3) separar el TCN de cualquier posible isobara (isótopos de la misma masa, por ejemplo, el ¹⁰B respecto al ¹⁰Be) que pueda dificultar la espectrometría de masas; y (4) transformar la muestra de forma adecuada para el análisis (por ejemplo, el ¹⁰Be y el ²⁶Al se precipitan como óxidos, el ³⁶Cl como AgCl, el ¹⁴C como grafito).

Las concentraciones de nucleidos se miden mediante un acelerador de espectrometría de masas (AMS) (Fig. 6) o, en el caso del ³H y ²¹Ne mediante un espectrómetro de masas de gases nobles (NG-MS), generalmente en forma de relación (p.ej.: ⁹Be/¹⁰Be). También se realizan análisis accesorios (como espectrometría de emisión atómica mediante plasma de acoplamiento inductivo (ICP-AES), espectrometría de masas por plasma acoplado inductivamente (ICP-MS), absorción atómica o métodos analíticos similares) para determinar la concentración existente en la matriz rocosa, el elemento TCN (por ejemplo, Be o Al nativos), los isótopos a analizar, así como la concentración de elementos radiactivos en la roca (como U y Th) que pueden dar lugar a la producción de nucleidos no cosmogénicos (radiogénicos). El desarrollo de herramientas de cálculo como las de VERMEESCH (2007) y BALCO *et al.* (2005) ha permitido emplear esa relación isotópica para el cálculo de la edad (GOSSE y PHILLIPS, 2001; DUNAI, 2010).

Las extracciones químicas de ²⁶Al y ¹⁰Be son similares y generalmente se realizan simultáneamente (NISHIIZUMI *et al.*, 1988; BROWN *et al.*, 1991; KOHL y NISHIIZUMI, 1992). Se utiliza una masa predeterminada (10-100 g, en función de la concentración de TCN prevista) y un tamaño de grano (por ejemplo, una fracción de 250-350 m) de cuarzo purificado. Al cuarzo o a la solución de cuarzo se le añade una masa conocida del elemento nativo con una concentración de TCN conocida, salvo que este elemento nativo ya esté presente en las muestras de forma natural en cantidad suficiente, aspecto que se determina mediante ICP-AES. Se realizan precipitaciones selectivas para eliminar elementos no deseados (p.ej.: Mg, Ca) y cromatografía de intercambio iónico para separar las soluciones de Be y Al del Fe, Ti y otros cationes. Posteriormente se precipitan el Al(OH)₃ y el Be(OH)₂, los hidróxidos se oxidan y los nucleidos ²⁶Al y ¹⁰Be se analizan por AMS.

La extracción química del ^{36}Cl es más sencilla y requiere menos tiempo que el ^{10}Be , pero implica un análisis elemental adicional para determinar la concentración de fuentes radioisotópicas de ^{36}Cl no cosmogénico (BIERMAN y TURNER, 1995; IVY-OCHS, 1996). El procedimiento para el análisis de roca (50-100 g) o de minerales específicos apenas varía. En general, el cloro se extrae disolviendo la alícuota (molida hasta la fracción de arena) y precipitando como AgCl . Se puede añadir un portador de cloro y la precipitación selectiva separa aún más los hidróxidos indeseables. La isobara ^{36}S se separa de forma similar precipitando BaSO_4 . El precipitado final de AgCl se utiliza para el análisis por AMS.

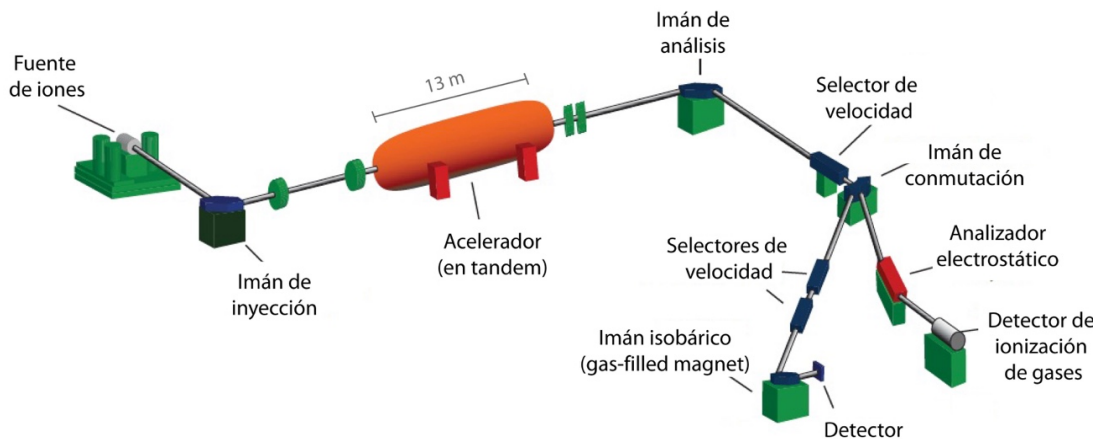


Figura 6. Ejemplo esquemático de un espectrómetro de masas con acelerador (AMS). Todos los espectrómetros de los diferentes laboratorios AMS se componen de cinco partes básicas: (1) fuente de iones negativos seguida de (2) sector magnético de selección de masas, (3) acelerador, (4) segundo sector magnético de selección de masas y (5) detector de partículas. (Modificado de GRANGER *et al.*, 2013).

Las muestras de gases nobles (He y Ne) se tratan de forma diferente (CRAIG y POREDA, 1986; KURZ *et al.*, 1990; NIEDERMANN *et al.*, 1993; PHILLIPS *et al.*, 1998). Una alícuota de granos de mineral purificado se prepara para el análisis de los elementos radiactivos (por ejemplo, mediante ICP). Otra alícuota se utiliza para NG-MS (sin requerir más tratamientos químicos). Las muestras se tratan al vacío para liberar los isótopos heredados de He y Ne. Mediante calentamiento secuencial en un horno acoplado al espectrómetro de masas (de gases nobles), el He o el Ne no cosmogénico de las muestras trituradas puede separarse de los gases cosmogénicos *in situ* mediante un tratamiento térmico a baja temperatura. Es recomendable analizar el volumen de gas extraído a alta temperatura ya que puede aparecer algún componente residual no cosmogénico que debe restarse de la concentración total del TCN deseado.

El método de extracción de isótopos de C se basa en un calentamiento secuencial y exige la ausencia de contaminación de carbono en las líneas de gas. El ^{14}C es movilizadado como CO_2 empleando un flujo de LiBO_2 . El CO_2 cosmogénico no producido *in situ* se libera a temperaturas más bajas (enlaces más débiles). El CO_2 cosmogénico posterior precipita en

forma de grafito (se grafitiza) y se analiza por AMS. Otro método de extracción de ^{14}C cosmogénico *in situ* de los carbonatos utiliza métodos criogénicos para separar el $^{14}\text{CO}_2$ cosmogénico del CO_3^{2-} y del CO_2 (HANDWERGER *et al.*, 1999).

2.5.2. Interpretación de datos.

Los datos obtenidos requieren información adicional como: características del lugar de muestreo, geometría de la muestra, mediciones elementales y procedimientos de preparación de la muestra, ajustes para componentes no cosmogénicos o la tasa de producción. El modelo normal para nucleidos cosmogénicos presupone que la muestra actúa como un sistema cerrado, es decir, la única fuente del nucleido es la producción cosmogénica *in situ* y que no se ha perdido ningún nucleido cosmogénico - excepto por desintegración radiactiva de los radionúclidos.

De forma simplificada, la cantidad total resulta del sumatorio $N_{\text{Tot}}=N_{\text{cos}}+N_{\text{her}}+N_{\text{n}}+N_{\text{cont}}$, donde N_{cos} es la concentración del isótopo cosmogénico que se produce *in situ* en el mineral blanco durante el evento geológico que se estudia (asumiendo que cualquier mínima pérdida proviene de los procesos de desintegración radiactiva). La concentración heredada (N_{her}) procedente de cualquiera de los eventos de exposición anteriores (p.ej.: exposición de los materiales incluidos en la roca antes de ser incorporados a sedimentos, distintos periodos de transporte antes de la deposición final en distintos periodos de tiempo geológico, variaciones isostáticas o tectónicas, etc.) siempre aumentará la proporción del TCN medido (GOSSE y PHILLIPS, 2001). Una primera aproximación para identificar esta componente heredada resulta del análisis de la relación existente entre dos isótopos de una misma muestra (p.ej.: ^{26}Al y ^{10}Be). Si se produjo un episodio de enterramiento (por ejemplo, por un glaciar) entre el evento con componente heredada y el evento de exposición final, esta proporción decrecerá significativamente respecto a los valores esperados entre los eventos de erosión y exposición. Otra forma de identificar esta componente heredada, ya comentada, sería utilizando múltiples edades de una misma superficie del terreno e identificando los valores atípicos más antiguos. Las muestras de clastos (individuales) recogidas a lo largo de perfiles sedimentarios (sin evidencia de bioturbación, crioturbación, erosión o enterramiento) pueden mostrar una considerable dispersión en caso de existir una componente heredada cuantificable en los mismos. Los perfiles de profundidad que consisten en numerosos clastos agregados pueden dar valores en profundidad superiores a los producidos *in situ* (PHILLIPS *et al.*, 1996; REPKA *et al.*, 1997; HANCOCK *et al.*, 1999). La magnitud de este exceso cuantifica el componente heredado.

Los componentes nucleogénicos (o no cosmogénicos; N_{n}), proceden de reacciones radiogénicas (el nucleido es un producto hijo directo de una desintegración radiactiva, por ejemplo, del U o Th) o de interacciones nucleogénicas (los nucleones producidos por fuentes radiactivas vecinas pueden interactuar con los átomos objetivo), normalmente se suman y su contribución puede ser importante para los gases nobles si la edad de la roca

es mayor que la de la exposición o para periodos de exposición largos. Además del tratamiento al vacío para determinar el contenido de gases nobles no cosmogénicos (de enlaces más débiles) (KURZ, 1986), la selección de las litologías más apropiadas, así como la medición en las áreas no expuestas (incluso protegida de los rayos cósmicos por la propia superficie expuesta), puede ayudar a cuantificar estas componentes. Las proporciones comparadas de 20 , 21 , ^{22}Ne facilitan la identificación de cada una de estas componentes cosmogénicas, nucleogénicas y heredadas.

2.5.3. Incertidumbre y fuentes de error.

Las fuentes de error (extrínsecas e intrínsecas) se pueden dividir en tres: analítica/observacional, metodológica y geológica/natural, y pueden ser, comunes o propias de cada TCN. La contribución de todas ellas suele estar por debajo del 15 % (GOSSE and PHILLIPS, 2001; DUNAI, 2010). La incertidumbre de tipo aleatorio (relacionada con la precisión de los datos), procede de (i) las propias características de la muestra - concretamente de las correcciones en la geometría de la superficie muestreada o de apantallamiento (topográfico o por cubiertas de nieve, polvo o vegetación, etc.), el grosor, la contaminación meteórica, la tasa y tipo de erosión (sobre todo para la datación de superficies expuestas), procesos de enterramiento o exposición heredada; (ii) de la preparación y análisis de las muestras, tratamientos físico-químicos, pesadas, tratamientos aditivos (*carrier*), análisis isotópico y contaminación por minerales no deseados; y (iii) mediciones con el espectrómetro de masas, tiempos de medición, tratamiento estadístico de los datos (distribución de Poisson y/o simulaciones de Monte-Carlo), nivel de fondo, reproductibilidad de la muestra y normalización, precisión de los niveles estándar u otro tipo de correcciones (blanco, gases no cosmogénicos, etc.).

3. RANGO TEMPORAL DE APLICACIÓN DEL MÉTODO

La datación mediante TCN producidos *in situ* es ampliamente utilizada en Ciencias de la Tierra, considerando siempre los límites superiores e inferiores de edad (en escalas temporales entre 10^2 - 10^6 años (GOSSE y PHILLIPS, 2001; DUNAI, 2010; GRANGER *et al.*, 2013), así como las ventajas e inconvenientes del mineral elegido (Tabla 1). Los materiales más recomendables varían en función del estudio y el TCN analizado, si bien, el cuarzo es un mineral objetivo del que se puede extraer ^{26}Al , ^{10}Be o ^{21}Ne , ^{14}C (el ^{36}Cl se extrae de distintos minerales) (Tabla 1).

Hasta el momento, su aplicación abarca distintos ambientes geomorfológicos como el glacial, de vertiente, fluvial, lacustre, costero, volcánico, desértico, cárstico, extraterrestre o tectónico, abordando la datación de los eventos de exposición y enterramientos, el análisis de las tasas de erosión, denudación, levantamiento, etc. (DUNAI, 2010; GRANGER, 2013) (Fig.7).

Tabla 1. TCN más empleados: características, ventajas e inconvenientes (modificado de IVY-OCHS y KOBER, 2008). Tasa de producción (en átomo/g.a) de GOSSE y PHILLIPS (2001).

TCN	Vida media	Método	Elementos diana	Tasa de producción	Ventajas/minerales	Desventajas
¹⁰ Be (⁹ Be)	1.51 Ma	AMS	O / Si	5	Cuarzo (resistente y ubicuo)	Baja tasa de producción; Restringido al cuarzo; Interferencia del ¹⁰ B (AMS)
²⁶ Al (²⁷ Al)	716 ky	AMS	Si	31	Cuarzo; Alta tasa de producc.	Restringido al cuarzo Análisis de ²⁷ Al
³⁶ Cl (^{35,37} Cl)	301 ky	AMS	Ca/K/ ³⁵ Cl	10 (granito) 20 (calcita)	Bajo límite de detección; Distintos tipos de minerales (silicatos/carbonatos)	Producción compleja; Interferencia del ³⁶ S (AMS); Análisis del Cl total; Composición de la roca
¹⁴ C (^{12,13} C)	5.73ky	AMS	O	16	Cuarzo; Pequeña escala de tiempo	Vida media corta; Contaminación atmosférica
³ He (⁴ He)	estable	NG-MS	Múltiples (incluso Li)	120	Alta tasa de producc. Grandes escalas de tiempo. Piroxeno / Olivino	Difusión externa (del cuarzo o lavas); Corrección TCNs radiogénico, nucleogénico, magmático; Pre-exposición.
²¹ Ne (^{20,22} Ne)	estable	NG-MS	Mg / Si	20	Mayor antigüedad; Cuarzo, Piroxeno / Olivino	Corrección TCNs nucleogénico, magmático; Pre-exposición.

Son numerosos los ejemplos (DARVILL, 2013) de datación de eventos de exposición y enterramiento, así como de la tasa de exposición en ambientes glaciares, analizando morrenas, superficies de pulido o tills (LAL *et al.*, 1987; NISHIIZUMI *et al.*, 1989; PHILLIPS *et al.*, 1996; TODD *et al.*, 2010; VIDAL-ROMANÍ *et al.*, 2015). Ocurre lo mismo con los depósitos de vertiente y aluviales (DARLING *et al.*, 2012), terrazas fluviales (VIVEEN *et al.*, 2012), sedimentos lacustres (DAVIS *et al.*, 2011), depósitos costeros (KURTH *et al.*, 2011), formas volcánicas (Marti y Craig, 1987; Kurz *et al.*, 1990), formas de denudación eólica (Fujioka y Chappell 2011), sedimentos en cuevas cársticas (MATMON *et al.*, 2012), eventos de exposición e impactos meteoríticos (NISHIIZUMI *et al.*, 1991; PHILLIPS *et al.*, 1991), y evolución de procesos de litosféricos en escarpes de falla o terrazas tectónicas (MITCHEL *et al.*, 2001; VIVEEN *et al.*, 2012).

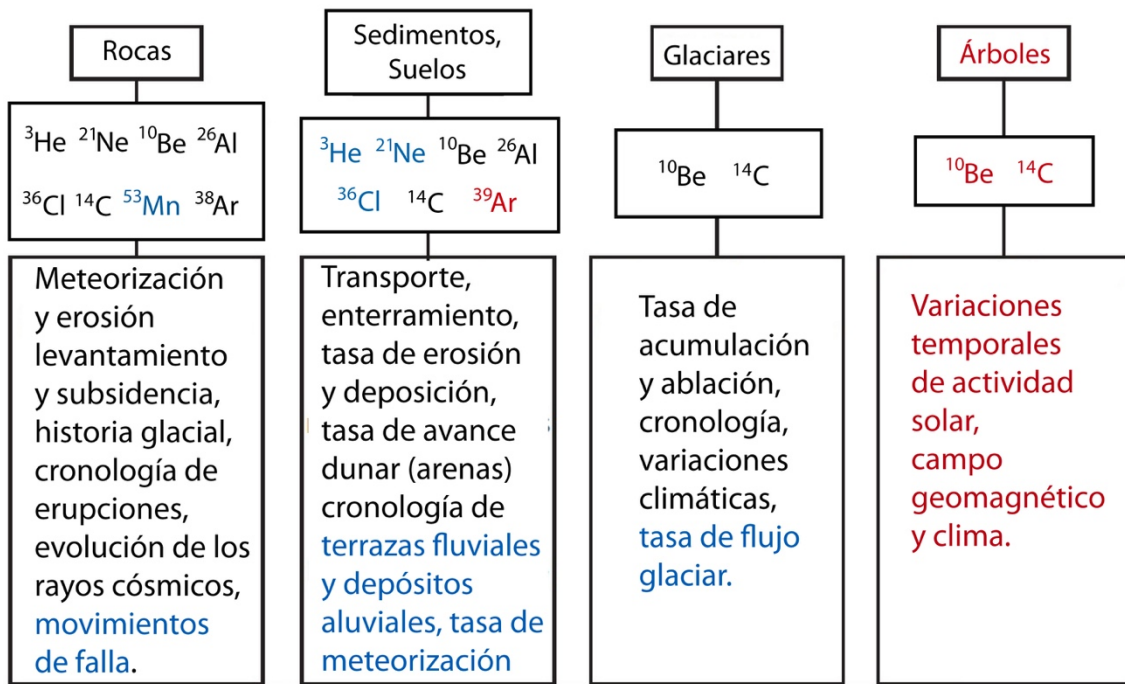


Figura 7. Aplicaciones de los TCNs *in situ*, modificadas a partir de LAL (1988). (En negro, aplicaciones que se utilizan en la actualidad; en rojo, aplicaciones poco fiables; en azul, aplicaciones adicionales que se utilizan en la actualidad). (modificado de GRANGER *et al.*, 2013).

El análisis de nucleidos por pares, con diferentes vidas medias, permite estimar la edad de enterramiento y la tasa de denudación, caso de sedimentos acumulados rápidamente como para evitar una producción posterior de TCN *in situ* (LAL, 1991; GRANGER y MUZIKAR, 2001; YANG *et al.*, 2021). La obtención de datos significativos requiere de la comprensión de la historia geomorfológica de la zona y de las limitaciones de la técnica (Tabla 1; Figs. 3 y 7), que limitan la edad mínima obtenida a cientos de años, (en el mejor de los casos), por causas metodológicas (DAVIS *et al.*, 1999). Los avances tecnológicos y la mejora de los protocolos han ampliado el rango de edad superior a los millones de años utilizando diferentes isótopos cosmogénicos (BALCO *et al.*, 2008).

4. TRABAJOS PIONEROS EN ESPAÑA Y ÁREAS LIMÍTROFES

La cronología basada en los isótopos cosmogénicos estables y radioactivas se ha aplicado en muchos países aunque nosotros nos vamos a referir a los correspondientes a la Península Ibérica (España, Portugal y Andorra). Así en Galicia, Portugal y Andorra fue donde se han aplicado estas técnicas de datación, por primera vez en Europa. Se realizó allí al estudio de la cronología glaciar durante la última etapa del Pleistoceno, en Serra de Gerêz (Portugal), Serra do Xurés, Cabeza de Manzaneda y Serra do Courel (Galicia) (FERNÁNDEZ MOSQUERA *et al.* 2000). También en Sierra de Béjar (Salamanca) (CARRASCO *et al.* 2013, 2015) y Sierra de Guadarrama (Madrid) y los Pirineos

(Andorra) (PALLAS *et al.* 2006; ANDRÉS *et al.* 2018). También se ha utilizado en medios no glaciados: macizos montañosos costeros o continentales (SANJURJO, FERNÁNDEZ MOSQUERA y VIDAL ROMANÍ, 2009). Quizás el caso más notorio corresponde a la datación de la llamada rasa cantábrica en la costa norte de España. De todos los casos estudiados con estas técnicas, el de la rasa cantábrica es el más decepcionante. Primero porque no se trata de una forma de erosión marina sino continental. Y segundo porque, probablemente por un fallo en la selección de las muestras, los resultados obtenidos son desconcertantes: “*the combination of multiple cosmogenic nuclides yields a minimum age of 1-2 Ma for the platform*”, que es como no decir nada para una forma que se inició con la convergencia de las placas Euroasiática e Ibérica al principio del Cenozoico. En los demás casos mencionados, excepto en los referentes a Galicia, Andorra y norte de Portugal que han supuesto un notable avance en el conocimiento de la Glaciación del Pleistoceno peninsular resalta la brevedad del registro estudiado. Esencialmente en todos los casos la razón de estas anomalías es la mala selección de las muestras estudiadas.

BIBLIOGRAFÍA

- Alvarez-Marrón J., Hetzel, R., Niedermann, S., Menendez, R., Marquínez, J. (2008). Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than Ma in age at the coast of northern Spain: A multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology* 93, 316–334. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.03.005>
- Anderson, R.S., Repka, J.L., Dick, G.S. (1996) Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using in situ ^{10}Be and ^{26}Al . *Geology* 24, 47–51. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0047:ETOIID>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0047:ETOIID>2.3.CO;2)
- Andrés N., Gómez-Ortíz, A., Fernández-Fernandez, J.M., Tanarro, L., Salvador-Franch, F., Oliva, M., Palacios, D. (2018) Timing of deglaciation and rock glacier origin in the southeastern Pyrenees: a review and new data. *Boreas* 47 (4), 1050–1071. <https://doi.org/10.1111/bor.12324>
- Balco, G., Stone, J.O., Jennings, C. (2005) Dating Plio-Pleistocene glacial sediments using the cosmic-ray-produced radionuclides ^{10}Be and ^{26}Al . *American Journal of Science* 305, 1–41. <https://doi.org/10.2475/ajs.305.1.1>
- Balco, G., Stone, J.O., Lifton, N.A., Dunai, T.J. (2008) A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology* 3, 174–195. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2007.12.001>
- Bierman, P.R., Turner, J. (1995) ^{10}Be and ^{26}Al evidence for exceptionally low rates of Australian bedrock erosion and the likely existence of Pre- Pleistocene landscapes. *Quaternary Research* 44, 378–382. <https://doi.org/10.1006/qres.1995.1082>
- Brown, E.T., Edmond, J.M., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Kurz, M.D., Brook, E.J. (1991) Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 2269–2283. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90103-C](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90103-C)
- Cerling, T., Craig, H. (1994) Cosmogenic ^3He production rates from 39°N to 46°N latitude, western USA and France. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 249–255. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90462-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90462-6)

- Carrasco, R. M., Pedraza, J., Domínguez-Villar, D., Villa, J. & Willenbring, J. K. (2013) The plateau glacier in the Sierra de Béjar (Iberian Central System) during its maximum extent. Reconstruction and chronology. *Geomorphology* 196, 83–93. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.03.019>
- Carrasco, R. M., Pedraza, J., Domínguez-Villar, D., Willenbring, J. K. & Villa, J. (2015) Sequence and chronology of the Cuerpo de Hombre paleoglacier (Iberian Central System) during the last glacial cycle. *Quaternary Science Reviews* 129, 163–177. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.021>
- Craig, H., Poreda, R.J. (1986) Cosmogenic ³He in terrestrial rocks: The summit lavas of Maui. *Proceedings of the National Academy of Science U.S.A.* 83, 1970–1974. <https://doi.org/10.1073/pnas.83.7.1970>
- Darvil, C.M. (2013) *Cosmogenic nuclide analysis*. In: *Geomorphological Techniques*. London, UK. British Society for Geomorphology. p. 1–25.
- Davis, P.T., Bierman, P., Marsella, K.A. Cafée, M.W., Southon, J.R. (1999) Cosmogenic analysis of glacial terrains in the eastern Canadian Arctic; a test for inherited nuclides and the effectiveness of glacial erosion. *Annals of Glaciology* 28, 181–188. <https://doi.org/10.3189/172756499781821805>
- Davis, M., Matmon, A., Fink, D., Ron, H., Niedermann, S. (2011) Dating Pliocene lacustrine sediments in the central Jordan Valley, Israel — Implications for cosmogenic burial dating. *Earth and Planetary Science Letters* 305, 317–327. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.03.003>
- Desilets, D., Zreda, M., Trabu, T. (2006) Extended scaling factors for in situ cosmogenic nuclides: New measurements at low latitude. *Earth and Planetary Science Letters* 246, 265–276. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.03.051>
- Dunai, T. (2001) Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides. *Earth and Planetary Science Letters* 193, 197–212. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00503-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00503-9)
- Dunai, T. (2010) *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge University Press, p. 187.
- Dunne, J., Elmore, D., Mizikar, P. (1999) Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* 27, 3–12. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(98\)00086-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(98)00086-5)
- Fernández Mosquera, D., Martí, K., Vidal-Romani J.R., Weigel, A. (2000) Late Pleistocene deglaciation chronology in the NW of the Iberian Peninsula using cosmic-ray produced ²¹Ne in quartz. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 172, 832–837. [https://doi.org/10.1016/S0168-583X\(00\)00339-6](https://doi.org/10.1016/S0168-583X(00)00339-6)
- Finkel, R.C., Suter, M. (1993) AMS in the Earth Sciences: technique and applications. *Advances in Analytical Geochemistry* 1, 1–114.
- Fujioka, T., Chappell, J. (2011) Desert landscape processes on a timescale of millions of years, probed by cosmogenic nuclides. *Aeolian Research* 3, 157–164. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2011.03.003>
- Gosse, J.C., Phillips, F.M. (2001) Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20, 1475–1560. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00171-2](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00171-2)
- Granger, D.E., Muzikar, P.F. (2001) Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 269–281. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00309-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00309-0)

- Granger, D.E., Lifton, N.A., Willenbring, J.K. (2013) A cosmic trip: 25 years of cosmogenic nuclides in geology. *Geological Society of America Bulletin* 125, 1379–1402. <https://doi.org/10.1130/B30774.1>
- Guyodo, Y., Valet, J.P. (1999) Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr. *Nature* 399, 249–252. <https://doi.org/10.1038/20420>
- Hancock, G.S., Anderson, R.S., Chadwick, O.A., Finkel, R.C. (1999) Dating fluvial terraces with ^{10}Be and ^{26}Al profiles: application to the Wind River, Wyoming. *Geomorphology* 27, 41–60. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(98\)00089-0](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(98)00089-0)
- Handwerker, D.A., Cerling, T.E., Bruhn, R.L. (1999) Cosmogenic ^{14}C in carbonate rocks. *Geomorphology* 27, 13–24. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(98\)00087-7](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(98)00087-7)
- Ivy-Ochs, S., Kober, F. (2008) Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. *Eiszeitalter und Gegenwart, Quaternary Science Journal* 57, 179–209. <https://doi.org/10.3285/eg.57.1-2.7>
- Kurth, G., Phillips, F., Reheis, M., Redwine, J., Paces, J. (2011) Cosmogenic nuclide and uranium-series dating of old, high shorelines in the western Great Basin, USA. *Geological Society of America Bulletin* 123, 744–768. <https://doi.org/10.1130/B30010.1>
- Kohl, C.P., Nishiizumi, K. (1992) Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ produced cosmogenic nuclides. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 3583–3587. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90401-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90401-4)
- Kurz, M.D. (1986) In situ production of terrestrial cosmogenic helium and some applications to geochronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 2855–2862. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90232-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90232-2)
- Kurz, M., Colodner, D., Trull, T., Moore, R., O'Brien, K. (1990) Cosmic ray exposure dating with in situ produced cosmogenic ^3He : results from young Hawaiian lava flows. *Earth and Planetary Science Letters* 97, 177–189. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90107-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90107-9)
- Lal, D., Peters, B. (1967) *Cosmic ray produced radioactivity on the Earth*. Handbuch der Physik. pp 551–612.
- Lal, D. (1987). Cosmogenic nuclides produced in situ in terrestrial solids. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 29, 238–245. [https://doi.org/10.1016/0168-583X\(87\)90243-6](https://doi.org/10.1016/0168-583X(87)90243-6)
- Lal, D. (1988) In situ-produced cosmogenic isotopes in terrestrial rocks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 16, 355–388. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.16.050188.002035>
- Lal, D. (1991) Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 424–439. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90220-C](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90220-C)
- Lifton, N., Jull, A.J., Quade, J. (2001). A new extraction technique and production rate estimate for in situ cosmogenic ^{14}C in quartz. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65(12), 1953–1969. [http://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00566-X](http://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00566-X)
- Marti, K., Craig, H. (1987) Cosmic-ray-produced neon and helium in the summit lavas of Maui. *Nature* 325, 335–337. <https://doi.org/10.1038/325335a0>
- Mackey, B., Lamb, M. (2013) Deciphering boulder mobility and erosion from cosmogenic nuclide exposure dating. *Journal of Geophysical Research. Earth Surface* 118, 184–197. <https://doi.org/10.1002/jgrf.20035>
- Matmon, A., Ron, H., Chazan, M., Porat, N., and Horwitz, L.K. (2012) Reconstructing the history of sediment deposition in caves: A case study from Wonderwerk Cave, South Africa. *Geological Society of America Bulletin* 124, 611–625. <https://doi.org/10.1130/B30410.1>

- Mitchel, S.G., Matmon, A., Bierman, P.R., Enzel, Y., Caffee, M., Rizzo, D. (2001) Displacement history of a limestone normal fault scarp, northern Israel, from cosmogenic ^{36}Cl . *Journal of Geophysical Research. Solid Earth* 106, 4247–4264. <https://doi.org/10.1029/2000JB900373>
- Niedermann, S., Graf, T., Marti, K. (1993) Mass spectrometric identification of cosmic-ray-produced neon in terrestrial rocks with multiple neon components. *Earth and Planetary Science Letters* 118, 65–73. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90159-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90159-7)
- Nishiizumi, K., Winterer, E., Kohl, C., Klein, J., Middleton, R., Lal, D., Arnold, J. (1989) Cosmic ray production rates of ^{26}Al and ^{10}Be in quartz from glacially polished rocks. *Journal of Geophysical Research* 94, 17907–17915. <https://doi.org/10.1029/JB094iB12p17907>
- Nishiizumi, K., Kohl, C.P., Shoemaker, E.M., Arnold, J.R., Klein, J., Fink, D., Middleton, R. (1991) In situ ^{10}Be - ^{26}Al exposure ages at Meteor Crater, Arizona. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 2699–2703. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90388-L](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90388-L)
- Pallás, R., Rodés, A., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourlés, D., Vilaplana, J. M., Masana, E., Santanach, P. (2006) Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ^{10}Be exposure ages, southcentral Pyrenees. *Quaternary Science Reviews* 25, 2937–2963. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.04.004>
- Phillips, F.M., Zreda, M.G., Smith, S.S., Elmore, D., Kubik, P.W., Dorn, R.I., Roddy, D.J. (1991) Age and geomorphic history of Meteor Crater, Arizona, from cosmogenic ^{36}Cl and ^{14}C in rock varnish. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 2695–2698. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90387-K](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90387-K)
- Phillips, W.M., McDonald, E.V., Reneau, S.L., Poths, J. (1996) Resolving inherited cosmogenic nuclides in soils: a case study from the Pajarito Plateau: New Mexico, USA. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 28 (7), A180.
- Phillips, W.M., McDonald, E.V., Reneau, S.L., Poths, J. (1998) Dating soils and alluvium with cosmogenic ^{21}Ne depth profiles: Case studies from the Pajarito Plateau, New Mexico, USA. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 209–223. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00076-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00076-4)
- Repka, J.K., Anderson, R.S., Finkel, R.C. (1997) Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, Utah. *Earth and Planetary Science Letters* 152, 59–73. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00149-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00149-0)
- Sanjurjo J., Fernández Mosquera, D. & Vidal Romani J. R. (2009). Assessing the age-weathering correspondence of cosmogenic ^{21}Ne dated Pleistocene surfaces by the Schmidt Hammer. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 1121–1125. <https://doi.org/10.1002/esp.1802>
- Small, E.E., Anderson, R.S., Repka, J.L., Finkel, R. (1997) Erosion rates of alpine bedrock summit surfaces deduced from in situ ^{10}Be and ^{26}Al . *Earth and Planetary Science Letters* 150, 413–425. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00092-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00092-7)
- Stone, J.O. (2000) Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* 105, 23753–23759. <https://doi.org/10.1029/2000JB900181>
- Vermeesch, P. (2007) CosmoCalc: An Excel add-in for cosmogenic nuclide calculations. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 8: Q08003. <https://doi.org/10.1029/2006GC001530>
- Vidal-Romani, J.R., Fernández-Mosquera, D., Marti, K. (2015) The glaciation of Serra de Queixa-Invernadoiro and Serra do Geres-Xurés, NW Iberia. A critical review and a cosmogenic nuclide (^{10}Be and ^{21}Ne) chronology. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 38, 25–44. <https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2015.38.0.3681>
- Viveen, W., Braucher, R., Bourlés, D., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., van Balen, R.T., Wallinga, J., Fernández-Mosquera, D., Vidal-Romani, J.R., Sanjurjo-Sánchez, J. (2012) A 0.65 Ma

chronology and incision rate assessment of the NW Iberian Miño River terraces based on ^{10}Be and luminescence dating. *Global Planetary Change* 94–95, 82–100. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.07.001>

Yang, Y., Liu, Y., Ma, Y., Xu, S., Liu, CQ., Wang, SJ., Stuart, FM., Fabel, D. (2021) In situ cosmogenic ^{10}Be , ^{26}Al and ^{21}Ne dating in sediments from the Guizhou Plateau, southwest China. *Science China Earth Science* 64, 1305–1317. <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9744-6>