

DATAÇÃO DE SOTERRAMENTO UTILIZANDO OS ISÓTOPOS COSMOGÊNICOS ^{10}Be E ^{26}Al : SÍNTESE METODOLÓGICA E BREVE REVISÃO DE SUAS APLICAÇÕES EM GEOCIÊNCIAS

Fernando V. Laureano^{1,2}, Darryl E. Granger³, Ivo Karmann⁴ & Valdir F. Novello²

1 – Departamento de Ciências Biológicas – PUC Minas, Rua do Rosário 1081, Prédio 09, Betim (MG), CEP 32604-115.
fernandolaureano@pucminas.br

2 – Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, USP. vfnovello@gmail.com

3 – Departamento de Ciências da Terra e Atmosféricas – Purdue University, Indiana, EUA. dgranger@purdue.edu

4 – Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, Instituto de Geociências, USP. ikarmann@usp.br

Recebido em 7 de agosto de 2014; aceito em 23 de março de 2015

Resumo: Isótopos cosmogênicos são formados na atmosfera, na superfície e nos primeiros metros da crosta terrestre através da colisão de partículas sub-atômicas com núcleos de elementos químicos ali existentes. Entre um largo espectro de isótopos gerados ^{10}Be e ^{26}Al produzidos no interior do mineral quartzo podem ser utilizados para calcular o soterramento de sedimentos e superfícies geológicas previamente expostas aos raios cósmicos. Três diferentes abordagens podem ser evocadas na obtenção de idades: (i) o soterramento simples para quando há um soterramento completo das amostras (> 10m); (ii) idades máximas e mínimas quando as amostras não se encontram a uma profundidade suficiente para interromper a produção pós-soterramento destes isótopos e (iii) o método da isócrona derivado de uma solução gráfica onde múltiplas amostras de uma mesma camada são utilizadas para obtenção de uma idade. Além das idades em si o emprego destes isótopos carrega outro importante resultado em estudos geomorfológicos, quer seja a taxa de erosão pré-soterramento. O método possui um alcance compreendido entre 100 mil e 4-5 milhões de anos antes do presente e uma resolução nunca inferior a 60 mil anos. A literatura registra a obtenção de idades em sedimentos de caverna, terraços fluviais, dunas, solos, entre outros, e soma resultados no campo da determinação de taxas de incisão fluvial, no balizamento geocronológico da evolução do modelado, na investigação da dinâmica de solos, bem como em investigações paleoclimáticas e arqueológicas.

Palavras-chave: Isótopos cosmogênicos; Datação de soterramento; Sedimentos

Abstract: BURIAL DATING WITH COSMOGENIC ISOTOPES ^{10}Be AND ^{26}Al : METHODOLOGICAL SYNTHESIS AND A BRIEF REVIEW OF APPLICATIONS IN GEOSCIENCES. Cosmogenic isotopes are formed in Earth's atmosphere, surface and very shallow crust as a result of the collision of sub-atomic particles (cosmic ray) with nuclei in the atmosphere and rock. The cosmogenic isotopes ^{10}Be and ^{26}Al generated inside quartz grains may be used in burial dating of sediments or geological surfaces previously exposed to cosmic rays. Three different approaches can be used for age determinations: (i) simple burial dating when samples are totally buried from cosmic rays; (ii) minimum and maximum ages when samples did not get deep enough to avoid post burial production and (iii) an isochron method derived from a graphical solution where multiple samples from a single layer are used to obtain a single burial age. Burial dating also brings to light another important geomorphic result: the pre-burial erosion rate. The method can be applied in samples buried in a range of 100 thousand to 4-5 million years ago, with a resolution limited to about 60 thousand years. The literature records burial ages from cave sediments, fluvial terraces, dunes, soil related materials, and others, allowing researchers to constrain river incision rates, landscape evolution, soil dynamics and paleoclimate and archeological issues as well.

Keywords: Cosmogenic isotopes; Burial dating, Sediments.

1. INTRODUÇÃO

Ao longo dos últimos 25 anos a aplicação de isótopos cosmogênicos vem revolucionando a quantificação de processos supérgenos e da evolução da paisagem (Granger *et al.*, 2013). As idades de exposição de superfícies geológicas, taxas de erosão, idades de soterramento podem ser medidas com graus de precisão satisfatórios e começam a permitir análises globais da evolução da superfície terrestre (Portenga & Bierman, 2011). Entretanto, o envolvimento de pesquisadores brasileiros nesta matéria e a publicação em periódicos de língua portuguesa são ainda incipientes. Até o momento da elaboração deste manuscrito, as investigações realizadas no Brasil, ou por pesquisadores brasileiros não atingem a marca de dezenas de trabalhos publicados (Braucher *et al.*, 1998; Braucher *et al.*, 2004; Carmo & Vasconcelos, 2004; Cherem *et al.*, 2012; Fujioka *et al.*, 2010; Salgado *et al.*, 2006; Salgado *et al.*, 2007; Salgado *et al.*, 2012; Shuster *et al.*, 2012; Wittmann *et al.*, 2011).

et al., 2012; Shuster *et al.*, 2012; Wittmann *et al.*, 2011).

Parte desta distância pode ser atribuída ao fato de que a aplicação de isótopos cosmogênicos envolve, em algum momento, certo conhecimento a cerca de reações nucleares o que pode parecer bastante complexo quando tratado em outra língua. O presente artigo traz uma breve revisão de uma das possíveis aplicações de isótopos cosmogênicos na quantificação de processos geológicos superficiais, quer seja, o soterramento de sedimentos. As bases conceituais que constituem o método de datação e algumas de suas aplicações em geociências são aqui descritas com os objetivos de sua difusão, quer para a mera compreensão de suas potencialidades e limitações, quer para motivar novas pesquisas.

Embora a utilização de isótopos cosmogênicos para composição de idades de soterramento fique em número de trabalhos publicados atrás de suas aplicações consanguíneas para obtenção de idades

de exposição e taxas de erosão (Granger *et al.*, 2013), seu uso não se restringe a estudos geológicos e geomorfológicos (Cockburn & Summerfield, 2004; Granger, 2006) e importantes contribuições já podem ser elencadas no âmbito de estudos paleoclimáticos (Balco *et al.*, 2005; Fujioka *et al.*, 2009) e arqueológicos (Partridge *et al.*, 2003; Carbonell *et al.*, 2008; Pappu *et al.*, 2011).

2. ISÓTOPOS COSMOGÊNICOS

Isótopos cosmogênicos ou como também regularmente denominados nuclídeos cosmogênicos são formados a partir de reações nucleares causadas pela colisão de partículas sub-atômicas de alta energia provenientes do espaço sideral com núcleos de elementos químicos pré-existent na atmosfera. As reações em cascata promovidas pela interação das partículas cósmicas primárias acabam por gerar uma série de outras partículas secundárias que desencadeiam a geração de cosmogênicos na superfície e no interior da Terra. O conhecimento sobre estes isótopos vem evoluindo desde 1912 com o descobrimento da penetração na atmosfera de energia cósmica proveniente do espaço e, durante muito tempo, esta constituiu a única fonte para os experimentos físicos de alta energia, que decorreram na descoberta de várias partículas e subpartículas atômicas. Embora estes isótopos já estivessem sendo sucessivamente empregados em pesquisas com meteoritos desde a década de 60, foi somente na década de 80, a partir do advento da Espectrometria por Aceleração de Massa (EAM, ou AMS da sigla em inglês *Accelerator Mass Spectrometry*) que seu uso na investigação em Ciências da Terra cresceu e se popularizou (Gosse & Phillips, 2001; Dunai, 2010).

Os isótopos gerados na atmosfera são designados meteoríticos e dentro do espectro existente o mais conhecido e estudado é o ^{14}C produzido a partir do nitrogênio. Os nuclídeos meteoríticos ainda incluem o ^{10}Be produzido a partir do nitrogênio e oxigênio e o ^{36}Cl que decai para argônio. Os cosmogênicos meteoríticos tanto podem ficar na atmosfera na forma de gás, como no caso do ^{14}C , quanto serem adsorvidos a aerossóis e caírem na superfície da Terra como no caso do ^{10}Be e ^{36}Cl .

Embora não seja o foco desta revisão, os isótopos meteoríticos são importantes em investigações em geociências, pois podem constituir importantes fontes de contaminação e erros caso sejam desconsiderados (Dunai, 2010).

Cosmogênicos produzidos *in situ* ou terrestres formam-se no interior de minerais localizados na superfície e nos primeiros metros da crosta terrestre, a partir de reações nucleares promovidas pela penetração de partículas secundárias oriundas das reações em cascata ocorridas na atmosfera. Assim como os cosmogênicos meteoríticos, são compostos por um espectro de isótopos. Dunai (2010) destaca os gases nobres estáveis ^3He , ^{21}Ne , ^{22}Ne , ^{36}Ar , ^{38}Ar e os radionuclídeos (instáveis) ^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al , ^{36}Cl e ^{41}Ca por apresentarem características que vão de encontro ao seu potencial uso em geociências. Entretanto, como bem salientado por este autor, o conhecimento a cerca destes elementos está desenvolvido em diferentes estágios de maturidade e o estado da arte mais consolidado a cerca da produção, acumulação ou decaimento dos isótopos ^3He , ^{10}Be , ^{14}C , ^{21}Ne , ^{26}Al e ^{36}Cl (Gosse & Phillips, 2001) ainda determina sua mais ampla aplicação e aceitabilidade (Tabela 1).

No que se refere à obtenção de idades de soterramento (foco desta revisão) e outras investigações em geociências, os radionuclídeos cosmogênicos mais utilizados são o ^{10}Be e ^{26}Al produzidos no mineral quartzo a partir do oxigênio e do silício, respectivamente. As razões para tal predominância foram assinaladas deste a predição do método por Lal & Arnold (1985): (i) O quartzo é um mineral abundante e resistente contra os processos intempéricos; (ii) sua composição química uniforme e estrutura cristalina dificultam a contaminação por Be e Al estáveis, podendo ser facilmente separado de outros minerais e limpos de eventuais contaminações e (iii) como estes dois isótopos se formam dentro de um mesmo cristal e possuem os mesmos fatores que regulam sua produção, apresentam uma razão de produção constante independente inclusive da sua profundidade.

Tabela 1. Principais nuclídeos cosmogênicos utilizados em estudos geológicos de superfície. Extraído de Dunai (2010).

Nuclídeo	Meia-vida	Elementos-alvo predominantes	Principais minerais-alvo
^{10}Be	$1,36 \pm 0,07$ Ma	O, Si (Mg)	Quartzo (raramente piroxênios e olivinas)
^{14}C	5730 ± 30 anos	O, Si	Quartzo
^{26}Al	708 ± 17 Ka	Si	Quartzo
^{36}Cl	301 ± 2 Ka	K, Ca, Cl, (Fe, Ti)	Carbonatos, feldspatos e rocha total
^3He	Estável	Elementos maiores e Li	Olivinas e piroxênios
^{21}Ne	Estável	Mg, Al, Si	Quartzo, piroxênio e olivinas

A datação de soterramento requer a quantificação de pelo menos dois isótopos para que se possa alcançar o equilíbrio matemático necessário para solução de duas variáveis em um sistema de duas equações, como será discutido adiante. Granger & Muzikar (2001) chamam atenção para a possibilidade da adoção do ^{14}C ao invés do ^{10}Be ou do ^{26}Al na composição do par necessário para obtenção de idades de soterramento, uma vez que este isótopo também encontra-se presente no quartzo. Contudo, como a meia vida do ^{14}C é significativamente menor do que a daqueles outros cosmogênicos isto reduziria significativamente o alcance das idades obtidas. A quantificação em conjunto de três isótopos para a obtenção de idades de soterramento foi sugerida por Balco & Shuster (2009), os quais também consideram a inclusão do ^{21}Ne com objetivo de se reduzir as incertezas refletidas no valor das idades e, ainda, regular o foco geocronológico para faixas de tempo que requerem maior atenção. O ponto negativo desta inclusão está relacionado ao aumento do valor e do tempo referentes aos procedimentos analíticos, para o qual se recomenda cautela e claras relações de custo benefício.

3. ^{10}Be E ^{26}Al – PRODUÇÃO EM GRÃOS DE QUARTZO NA SUPERFÍCIE E EM PROFUNDIDADE

Neutrões, prótons e múons constituem as partículas secundárias de relevância na produção dos isótopos cosmogênicos no interior dos grãos de quartzo que estejam sobre ou em alguns metros de profundidade da superfície da Terra. Para os minerais que estejam na superfície a taxa de produção devido ao impacto de *nucleons* (prótons e nêutrons) é muito maior do que aquela devido a múons, entretanto, múons penetram muito além dos *nucleons* e tornam-se dominantes na produção de cosmogênicos em profundidade.

As taxas de produção de cosmogênicos *in situ* vêm sendo principalmente extraídas de superfícies geológicas cuja idade de exposição é bem determinada por outras fontes de datação. Os valores obtidos, normalizados para o nível do mar e altas latitudes, apresentaram variações expressivas nas últimas décadas (Granger *et al.*, 2013). A convergência apontada por Gosse & Phillips (2001) em torno do valor de $5,1 \pm 0,3 \text{ g} \times \text{atm}^{-1} \times \text{ano}^{-1}$ na taxa de produção de ^{10}Be (nível do mar, altas latitudes) foi revisada para $4,5 \text{ g} \times \text{at}^{-1} \times \text{ano}^{-1}$ em função do aperfeiçoamento dos padrões de espectrometria de aceleração de massa e da revisão do valor de meia-vida deste isótopo (Nishiizumi *et al.*, 2007). Devido ao fato de ^{10}Be e ^{26}Al serem produzidos no interior do mesmo grão de quartzo e os fatores que controlam esta produção são os mesmos para os dois núclídeos (Lal, 1991), eles são

produzidos em uma razão constante. Gosse & Phillips (2001) reportam valores para esta razão em torno de 6,0, mas após as revisões impressas por Nishiizumi *et al.*, (2007) um valor em torno de 6,8 vem sendo sugerido como mais apropriado (Granger *et al.*, 2013). Por causa da intrínseca relação entre o padrão de calibração utilizado no AMS, a meia-vida do isótopo e sua taxa de produção na superfície, faz-se necessário uma firme coerência que deve ser mantida na adoção destes valores, do contrário, erros sistemáticos podem ser inseridos na obtenção de idades (Nishiizumi *et al.*, 2007; Dunai, 2010; Granger *et al.*, 2013). É consenso que os valores adotados devem ser reportados em relatórios e publicações.

Mas há ainda que se considerar que o campo geomagnético da Terra e a pressão atmosférica interferem no fluxo de raios cósmicos secundários que atingem os minerais na superfície do planeta, o que acaba por modular a produção destes cosmogênicos de forma distinta de local para local. Fatores de escala devem ser adotados na transposição das taxas de produção para o sítio de interesse, os quais são incorporados em termos de latitude, altitude e modelos que incorporem a variação do campo geomagnético no tempo (Balco, 2008). Na prática, os fatores de escala para produção de núclídeos cosmogênicos veem sendo usualmente calculados a partir da utilização de ferramentas computacionais, como a calculadora CHRONUS disponível *online* (Balco *et al.*, 2008).

Embora a produção em superfície normalmente predomine na composição do inventário de ^{10}Be e ^{26}Al em grãos de quartzo, é muito importante entender a geração destes isótopos em profundidade para a obtenção de idades de soterramento. Grãos soterrados estão ainda sujeitos a produções em taxas mais lentas do que em superfície, mas que são capazes de alterar o inventário destes elementos durante o tempo. Tais mudanças são induzidas por reações nucleares promovidas pela interação de nêutrons e múons que penetram os materiais terrestres. Nêutrons são desacelerados na medida em que penetram o material rochoso e seu coeficiente de penetração (L) depende da densidade (r). Assumindo $L=160 \text{ g/cm}^{-2}$ (Gosse & Phillips, 2001) obtém-se uma penetração de 61cm em uma rocha de densidade $2,6 \text{ g/cm}^{-3}$ e 107cm em um solo com densidade assumida de $1,5 \text{ g/cm}^{-3}$. A taxa de produção por espalhamento de nêutrons diminui exponencialmente com a profundidade seguindo a relação expressa na equação [1] e é atenuada em 99% a 3m de profundidade e a 99,99% a 5,6m.

$$P_n(z) = P_n(0)e^{-rz/L} \quad [1]$$

A produção em profundidade devido aos múons é ocasionada por dois diferentes tipos de reação: (a) a capturas de múons lentos e (b) as desintegrações causadas por múons rápidos (de alta energia) quando estes chocam-se com a estrutura mineral (Heisinger *et al.*, 2002a, b). Diferentes modelos matemáticos veem sendo desenvolvidos no sentido de computar a produção muônica de cosmogênicos na natureza (Granger & Smith, 2000; Schaller *et al.*, 2001; Braucher *et al.*, 2003; Braucher *et al.*, 2011), cujos resultados denotam um certo consenso em torno da produção há alguns poucos metros de profundidade. Entretanto, as estimativas divergem em profundidades maiores devido a diferenças na parametrização da produção adotada de autor para autor. Estas discrepâncias levam a incertezas na quantificação da produção pós-soterramento e podem decorrer em erros na obtenção de idades em alguns casos. Novos experimentos são necessários para aprimorar o conhecimento da produção na faixa de profundidade até 10 metros.

4. INVENTÁRIO DE ^{10}Be E ^{26}Al EM GRÃOS QUARTZO

Um grão de quartzo próximo da superfície terrestre irá construir um inventário de ^{26}Al e ^{10}Be que é função da concorrência entre a produção e o decaimento destes cosmogênicos ao longo do tempo. A concentração do isótopo cosmogênico (N_i) pode ser modelada por uma equação diferencial simples [2] que conta com a produção (P_i) em função do tempo (t) e do decaimento radioativo. O termo i refere-se tanto a ^{26}Al quanto ^{10}Be , o símbolo λ refere-se a constante de decaimento, a qual é o inverso da vida média¹ t (*mean life*) do elemento.

$$dN_i/dt = P_i(t) - \lambda N_i \quad [2]$$

A chave para prever a concentração destes elementos é investir na determinação da história de produção ao longo do tempo, sendo a solução apoiada no fato de que o inventário destes isótopos foi produzido no mesmo grão de quartzo, pelo mesmo fluxo cósmico, durante o mesmo período de tempo. Duas simplificações podem ser consideradas como limites para estabelecimento das condições de contorno: (1) para uma rocha que está exposta na superfície, a taxa de produção pode ser assumida como constante o que assume, neste caso, que a rocha não está sendo erodida. (2) De forma alternativa, a taxa de produção pode ser calculada assumindo uma taxa de erosão constante, neste caso a profundidade da rocha diminui com o tempo e a taxa de produção pode ser modelada usando a equação [1]. Uma série de equações pode ser

desenvolvida para modelar a concentração destes isótopos em ambas as situações e, na literatura, é recorrente a exploração da solução gráfica obtida a partir destas equações (Lal, 1991; Granger & Muzikar, 2001; Granger, 2006). A Figura 1 apresenta uma solução gráfica integrada que ilustra as condições de contorno nas quais as concentrações de ^{26}Al e ^{10}Be ocorrem em grãos de quartzo que se movam na superfície da Terra. O asterisco indicado no inventário de ^{10}Be assinalado na abscissa do gráfico, indica que o valor foi normalizado para o equilíbrio secular, através da relação expressa na equação [3]. Trata-se de uma modificação na versão original de Lal (1991) que permite comparação de resultados medidos em qualquer parte do globo.

$$N_i^* = N_i / P_i \tau_i \quad [3]$$

O diagrama de exposição-soterramento (Figura 1) apresenta na sua porção superior duas curvas (parcialmente sobrepostas) referentes às posições possíveis para grãos de quartzo que sejam conduzidos pelas condições limites expressas anteriormente (1) e (2). Uma rocha que esteja passando por uma contínua exposição aos raios cósmicos possuirá uma concentração de isótopos que a posicionará sobre a linha da exposição constante, sendo sua localização somente depende do tempo de exposição. Da mesma forma, qualquer rocha que estiver sendo erodida a uma taxa constante estará posicionada sobre a linha de erosão constante, com sua posição simplesmente dependendo da taxa de erosão. Quanto maior o tempo de exposição ou menor a taxa de erosão mais tempo os minerais estarão sujeitos à produção de isótopos cosmogênicos até que o decaimento finalmente se iguale a esta produção cessando assim a ampliação do inventário de cosmogênicos. Note que as duas curvas divergem no sentido do equilíbrio secular e o espaço ali configurado entre elas abrigará todas as demais situações possíveis entre os dois extremos. Uma característica importante do diagrama exposição-soterramento é que qualquer amostra que se posicionar abaixo da linha de erosão constante e a esquerda da linha do decaimento a partir do equilíbrio secular experimentou pelo menos um evento de soterramento. Qualquer outra posição além da linha de exposição constante e da linha do decaimento radioativo é proibida.

O gráfico da figura 1 traz ainda linhas pontilhadas referentes ao decaimento que pode ser traduzido como uma reta por causa da escala $\log \times \log$ assumida. Um grão de quartzo que esteja circulando na superfície sobre influência de uma taxa de erosão constante E e que seja rapidamente e suficientemente soterrado para que a produção muônica possa ser ignorada, terá a razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ modificada segundo as retas pontilhadas

¹ É denominada vida média (*mean life*) de um isótopo radioativo a razão entre a meia vida e o logaritmo natural de 2 (dois). Trata-se de um artifício matemático que simplifica o processamento das equações que envolvem decaimento. Para o ^{10}Be este valor é de $\tau = 2,005 \pm 0,020$ Ma e para o ^{26}Al $\tau = 1,03 \pm 0,02$ Ma.

desenhadas na Figura 1. O ponto inicial a partir do qual o decaimento delineará seu percurso é a taxa de erosão E que corresponde, portanto, a taxa de erosão pré-soterramento. O gráfico traz ainda as isócronas referentes às concentrações esperadas em função do tempo de soterramento (linhas contínuas).

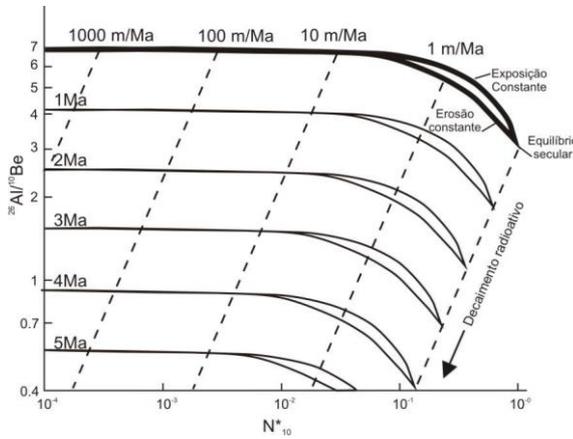


Figura 1. Diagrama exposição-soterramento expressando as relações entre a razão isotópica $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ em função da concentração de ^{10}Be normalizado para o equilíbrio secular. Para explicação vide texto.

O caso descrito no parágrafo anterior corresponde ao caso mais simples de soterramento e que nem sempre corresponde a realidade com a qual nos deparamos em geociências. Se a taxa de produção é reduzida, mas não é interrompida, a razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ inicialmente diminui, mas atinge novamente o equilíbrio secular seguindo um outro balanço entre a nova taxa de produção e o decaimento (Lal, 1991). Se uma amostra é sucessivamente soterrada e re-exposta à superfície, então sua razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ desenhará num caminho em zig zag paralelo às curvas de exposição e erosão ao longo do diagrama (Granger, 2006).

5. DATAÇÃO DO SOTERRAMENTO

A datação do soterramento opera através da mensuração de dois núclídeos cosmogênicos com meia-vida diferentes presentes no mesmo mineral. Para o caso do ^{26}Al e ^{10}Be em grãos de quartzo o desenvolvimento das equações que estabelecem o método foi realizado em detalhe por Granger & Muzikar (2001) e Granger (2013). Neste artigo, restringimo-nos a apresentar aquelas equações estritamente necessárias à compreensão física e ao cálculo das idades, devendo o interessado se remeter aos trabalhos supracitados para um desenvolvimento matemático mais apurado.

Atualmente, a datação do soterramento pode ser feita utilizando-se três diferentes abordagens. A primeira é o soterramento simples, onde a produção pós-soterramento pode ser completamente ignorada. A segunda, chamada de método das

idades mínimas e máximas (Granger, 2013), pode ser desenvolvida onde a produção pós-soterramento é significativa e a obtenção de idades advém de soluções matemáticas mais complexas. A terceira, designada de método da isócrona, foi concebida inicialmente por Balco & Rovey (2008) e resolve uma idade de soterramento para múltiplas amostras que possuam uma produção pós-soterramento similar.

Qualquer grão de quartzo em um rocha, solo ou sedimento exposto na superfície terrestre conterá ^{26}Al e ^{10}Be acumulados durante sua exumação, erosão e transporte nas encostas e cursos d'água. É impossível prever a concentração exata destes elementos em cada clasto porque ela depende da história individual de exposição. Todavia, como ambos núclídeos estiveram sujeitos à mesma história de produção, a razão entre estes dois elementos permanece constante. A partir do momento em que o quartzo é soterrado, a concentração de cada um destes núclídeos é regida pela equação [4], onde o subscrito *her* significa herdado (a quantidade do cosmogênico no momento do soterramento) e o subscrito *ps* refere-se à produção pós-soterramento. Importante registrar que daqui em diante o termo t refere-se ao tempo de soterramento e não mais o tempo de exposição como apresentado anteriormente.

$$N_i = N_{i,her} e^{-t/\tau_i} + N_{i,ps} \quad [4]$$

Resolvendo a equação [4] para ambos os núclídeos obtém-se:

$$\frac{N_{26} - N_{26,ps}}{N_{10} - N_{10,ps}} = R_{her} e^{-t/\tau_{bur}} \quad [5]$$

Onde t_{bur} é uma constante de decaimento dada pela equação [6] e

$$\tau_{bur} = 1 / \left(\frac{1}{\tau_{26}} - \frac{1}{\tau_{10}} \right) \quad [6]$$

R_{her} é a razão inicial, dada por:

$$R_{her} = \left(\frac{N_{26,her}}{N_{10,her}} \right) \quad [7]$$

A equação [5] perfaz a relação matemática mais importante para a datação do soterramento e todas as três abordagens apresentadas a seguir consistem, na verdade, em simplificações ou manipulações desta. O desenvolvimento desta equação para obtenção de idade é baseada em duas medidas (N_{26} e N_{10}), mas possui pelo menos quatro incógnitas ($N_{10,ps}$; $N_{26,ps}$; R_{her} e t). A solução depende, pois, de alguns pressupostos ou condições que permitam que algumas variáveis sejam eliminadas.

5.1. Soterramento simples

O pressuposto geológico ideal para o soterramento simples ocorre quando o quartzo é depositado no interior de cavernas onde, na maioria das vezes, a espessura de rocha sobrejacente é suficiente para que a produção muônica pós-soterramento possa ser ignorada. Neste caso a equação [5] pode simplificada na expressão [8], onde $R = N_{26}/N_{10}$.

$$R = R_{her} e^{-t/t_{bur}} \quad [8]$$

O único requerimento necessário para resolver a equação [8] é que a razão herdada seja conhecida. Assumindo que o sedimento soterrado seja proveniente de uma área fonte que esteja sendo erodida a uma taxa constate, a razão inicial pode ser calculada através da expressão [9].

$$R_{her} = \frac{P_{26}}{P_{10}} \left[\frac{\frac{1}{\tau_{10}} + \frac{E}{L}}{\frac{1}{\tau_{26}} + \frac{E}{L}} \right] \quad [9]$$

Onde E é a taxa de erosão e L é o comprimento de penetração dado por $L = L/r$.

Múltiplas interações entre as equações [8] e [9] podem ser realizadas para resolver a idade de soterramento (t) e a taxa de erosão pré-soterramento (E) (Granger *et al.*, 1997). Na primeira interação assume-se o valor de 6,8 átomos $\times g^{-1} \times ano^{-1}$ (Nishiizumi *et al.*, 2007) para a razão inicial em [8] e calcula-se a idade t . A idade calculada é levada à equação [10] que modela o inventário de N_{10} (desenvolvida a partir da equação [2]) para a obtenção da razão E/L . O valor obtido para esta razão é então introduzido em [9] para a obtenção de um novo valor da razão inicial, que é novamente inserido em [8] para obtenção da idade t e assim sucessivamente até a convergência dos valores. Na prática, este modelo deve ser testado por uma amostra de controle não soterrada, cuja idade deve ser zero.

$$N_{10} = \frac{P_{10} e^{-t/\tau_{10}}}{\frac{1}{\tau_{10}} + \frac{E}{L}} \quad [10]$$

5.2. Idades mínimas e máximas

Grãos de quartzo armazenados em solos, terraços fluviais, colúvios, dunas, entre outros, podem não estar em profundidade suficiente para que a produção muônica pós-soterramento seja ignorada. Ela aumenta a razão $^{26}Al/^{10}Be$ a valores mais altos do que assumiria caso não estivesse em atuação e, portanto, uma idade obtida a partir do soterramento simples indica uma idade mínima.

Uma idade máxima pode ser obtida considerando-se que a profundidade da amostra permaneceu a mesma, ou por outro lado, não houve erosão desde que ela foi soterrada. Uma densidade para o pacote sobrejacente a amostra também deverá ser assumida. A taxa de produção local em profundidade pode então ser calculada através da equação [1] e então utilizada para calcular a concentração de ^{26}Al e ^{10}Be produzidos depois do soterramento, considerando um tempo inicial de soterramento t' .

$$N_{i,ps} = P_{i,ps} \tau_i (1 - e^{-t'/\tau_i}) \quad [11]$$

A idade de soterramento pode então ser calculada usando a equação [5]. As concentrações herdadas também devem ser ajustadas para a produção pós-soterramento [12] e então novamente a idade máxima calculada por interações entre as equações [11] e [12] até a convergência dos valores obtidos.

$$N_{i,her} = (N_i - N_{i,ps}) e^{t'/\tau_i} \quad [12]$$

5.3. Método da Isócrona

O método da isócrona (Balco & Rovey, 2008) provém algumas vantagens para obtenção de uma idade de soterramento para amostras cuja produção muônica não tenha cessada. Ela se difere do soterramento simples e das idades máximas e mínimas, pois ao invés da obtenção de uma idade por amostra, um grupo de amostras de um estrato ou um depósito será utilizado na obtenção da idade de soterramento daquele estrato ou depósito. Este método baseia-se no fato de que os clastos que compõem certo estrato foram soterrados cada um com uma herança na concentração de cosmogênicos particular, referente a sua história individual de exposição. Entretanto, todos os clastos deste estrato passaram pela mesma história de produção de núcleos pós-soterramento.

A obtenção da idade consiste, inicialmente, na representação gráfica das concentrações de ^{26}Al e ^{10}Be (Figura 2) e no ajuste delas a uma reta. Uma vez que a produção pós-soterramento é a mesma para todas as amostras esta linha apresentará um desvio na sua localização no gráfico, mas seu mergulho seguirá inalterado. O mergulho da reta pode ser utilizado para calcular a idade e seu intercepto pode ser utilizado para derivar a quantidade de produção pós-soterramento. Amostras que tiverem uma história prévia complexa de exposição e soterramento desviar-se-ão da reta (Figura 2) e podem ser facilmente reconhecidas e desconsideradas durante a análise dos dados.

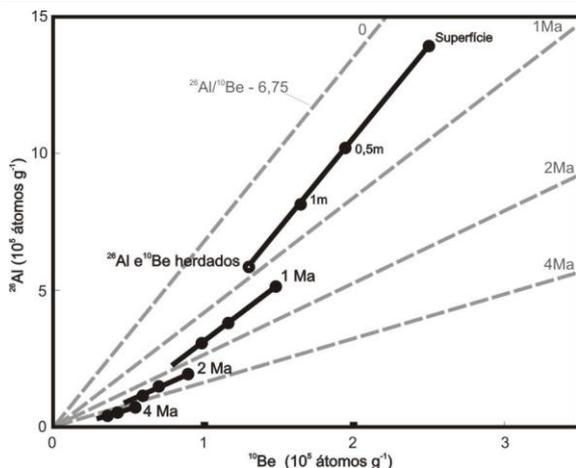


Figura 2: Diagrama da isócrona ^{26}Al e ^{10}Be (modificado de Balco & Rovey, 2008). Amostras em longa exposição em superfície ou plenamente soterradas irão situar sobre as linhas cinza pontilhadas, que expressam idades de soterramento simples em milhões de anos. As linhas escuras apresentam as configurações de conjunto de amostras de uma mesma unidade geológica que tenham histórias de exposição diferentes, mas que foram submetidas aos mesmos processos de geração de cosmogênicos pós-soterramento.

5.4. Incertezas na determinação de idades de soterramento

A quantificação de nuclídeos cosmogênicos pode estar acompanhada de erros aleatórios e sistemáticos. Gosse & Phillips (2001) sugerem que sua propagação em conjunto pode refletir em uma incerteza de 13% nas idades calculadas. Segundo estes autores, a maioria dos erros sistemáticos está associada à preparação de amostras e à espectrometria de massa, entretanto, há também que se considerar as incertezas presentes na determinação dos valores das taxas de produção e da meia vida dos elementos.

Mesmo considerando os recentes avanços na determinação da meia vida destes elementos a incerteza embutida nas taxas de decaimento de ^{26}Al (2%) e ^{10}Be (0,9%) propagam um erro sistemático de 2% nas idades de soterramento. Outra fonte de erro sistemática importante advém da razão da taxa de produção $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$. O valor de 6,8 provavelmente carrega consigo um erro da ordem de 3%, o que devidamente propagado leva uma incerteza de 5% em τ_{bur} , ou 60.000 anos (Granger, 2013).

Do ponto de vista analítico, a razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ é obtida na espectrometria na forma das razões $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ e $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ e pelo emprego de métodos químicos para obtenção das concentrações de ^{27}Al e ^9Be . As incertezas típicas na quantificação AMS são da ordem de 3-4% para as razões de berílio e 5-8% para as razões de alumínio. Os procedimentos químicos proporcionam incertezas adicionais. A primeira ordem do erro analítico em idades de soterramento advém do erro fracionado derivado da

razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ medida multiplicada por τ_{bur} (Granger & Muzikar, 2001). Um erro de 6% para esta razão (resultados típicos de AMS) implica algo em torno de 120.000 anos quando multiplicado por τ_{bur} . Isto acaba por definir o alcance inferior do método, sendo muito difícil alcançar idades inferiores a 100.000 anos a não ser que sejam analisadas muitas amostras, quer como réplicas ou tratadas por uma isócrona.

O alcance máximo de idades de soterramento é determinado pelo ^{26}Al devido a sua meia vida de 717.000 anos. Em 5 milhões de anos de decaimento a herança deste nuclídeo é menor que 1% de seu conteúdo original, inviabilizando as medidas. A faixa compreendida entre 4-5 milhões de anos pode ser assumida como um limite prático para o método (Granger, 2013).

6. APLICAÇÕES EM GEOCIÊNCIAS

Desde a predição inicial do método (Lal & Arnold, 1985), a quantificação da razão $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ funciona como um traçador do quartzo enquanto ele circula na superfície da Terra a mercê dos agentes exógenos atuantes nos processos de intemperismo, erosão, transporte e sedimentação deste mineral. Cada vez que ele é soterrado em uma certa profundidade e por um tempo suficiente para desequilibrar a relação entre a razão da produção em superfície e o decaimento, o valor da razão desvia do valor esperado. Como a ordem de grandeza das meias vida destes elementos é compatível com a ordem de grandeza em que se desenrolam estes processos na natureza (Stock *et al.*, 2005), as abordagens e objetivos nos quais estes isótopos podem ser utilizados são muito diversos. É muito importante, todavia, recordar que o método está circunscrito ao período de tempo de 100 mil a 5 milhões de anos (Granger & Muzikar, 2001), com uma resolução nunca inferior a 60.000 anos (Granger, 2013).

Klein *et al.* (1986) foram os primeiros a empregar o par ^{26}Al e ^{10}Be em clastos expostos sobre o deserto da Líbia e foram capazes de identificar que os clastos experimentaram diferentes histórias de exposição e soterramento devido a diferenças observadas em suas razões isotópicas. Atualmente, a literatura registra diversos trabalhos que abordaram histórias complexas de exposição e soterramento no contexto de sedimentos litorâneos, dunas, pedimentos, dinâmica de solos, sedimentos glaciais e superfícies de rocha soterradas pelo gelo (Granger, 2006). Um dos exemplos relevantes para o contexto da Geologia do Brasil é o estudo desenvolvido por Braucher *et al.* (2000) a respeito de linhas de seixos de quartzo (*stone lines*) regularmente encontradas em meio a perfis de solo. Estes autores foram capazes de mostrar que, nos casos investigados, o quartzo havia sido exposto à superfície e depois

soterrado, ajudando a elucidar discrepâncias na visão de como estas feições são formadas.

Todo e qualquer desenvolvimento de uma solução para idade de soterramento utilizando-se o par de núclídeos cosmogênicos ^{26}Al e ^{10}Be em grãos de quartzo carrega consigo outro resultado muito relevante em termos geomorfológicos: a taxa de erosão pré-soterramento. Trata-se de um valor que deve ser assumido como referente à área fonte do quartzo, mas em casos onde múltiplas unidades geológicas possam contribuir para com este mineral a análise torna-se um pouco mais complexa. Áreas fonte que tenham uma distribuição relevante de colúvios ou dunas, por exemplo, devem ser tratadas com maior cautela, incorporando modelos matemáticos mais complexos (Granger & Muzikar, 2001), pois os grãos podem conter uma razão herdada com uma assinatura de um pré-soterramento.

A obtenção de idades de soterramento simples vem sendo realizada com sucesso em areias e cascalhos quartzosos soterrados em cavernas deste o final da década de 90 (Granger *et al.*, 1997). Além da obtenção de idades mínimas para alguns estágios de evolução de sistemas de condutos (Häuselmann e Granger, 2005), estes estudos veem permitindo a quantificação de taxas de incisão fluvial (Granger *et al.*, 1997; Stock *et al.*, 2004; Liu *et al.*, 2013) e ainda um balizamento geocronológico para a evolução do modelado a partir das formas de relevo regionais (Granger *et al.*, 2001; Antony & Granger, 2007; Refsnider, 2010; Wagner *et al.*, 2011; Matmon *et al.*, 2012; Tassy *et al.*, 2013).

Idades mínimas e máximas podem ser obtidas em qualquer situação onde a produção muônica pós-soterramento não tenha sido interrompida. É a maioria dos casos reais de sedimentos e terraços fluviais (Wolkowinsky e Granger, 2004; Matmon, 2011), solos (Braucher *et al.*, 2000), dunas (Fujioka *et al.*, 2009), entre outros. O método da isócrona (Balco & Rovey, 2008) é uma boa alternativa para investigação geocronológica de estratos e sedimentos não plenamente recobertos e protegidos da penetração dos raios cósmicos, embora seu emprego seja ainda muito restrito na literatura. Inicialmente utilizado em uma investigação no contexto glacial (Balco & Rovey, 2008), o método da isócrona também foi posteriormente empregado em terraços fluviais e marinhos (Erlanger *et al.*, 2012; Balco *et al.*, 2013).

No Brasil um sem número de registros sedimentares genericamente designados Tércio-quaternários aguardam para serem datados. Até bem pouco tempo, as possibilidades de obtenção de idades para além do ^{14}C eram restritas, mas as fronteiras estendem-se para o final do Plioceno à luz

da aplicação do par ^{26}Al e ^{10}Be em grãos de quartzo. Trata-se de um novo horizonte de possibilidades que poderá iluminar no futuro a forma como reconhecemos a evolução plio-pleistocênica de nosso território, tanto na costa quanto na sua vasta expressão continental.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Antony D.M. & Granger D.E. 2007. A new chronology for the age of Appalachian erosional surfaces determined by cosmogenic nuclides in cave sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32:874-877.
- 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.
- Balco G. & Rovey C.W. 2008. An isochron method for cosmogenic-nuclide dating of buried soils and sediments. *American Journal of Science*, 308:1083-1114.
- Balco G., Rovey C.W., Stone, J.O.H. 2005. The first glacial maximum in North America. *Science*, 307:222.
- Balco G. & Shuster D.L. 2009. ^{26}Al - ^{10}Be - ^{21}Ne burial dating. *Earth Planet. Sci. Letters*, 286: 570-575.
- Balco G., Soreghan G.S. Sweet D.E., Marra K.R., Bierman P.R. 2013. Cosmogenic-nuclide burial ages for Pleistocene sedimentary fill in Unaweep Canyon, Colorado, USA. *Quaternary Geochronology*, 18: 149-157.
- Braucher R., Bourlés D.L., Colin F., Brown E.T., Boulangé B. 1998. Brazilian laterite dynamics using in situ-produced ^{10}Be . *Earth and Planetary Letters*, 163:197-205.
- Braucher R., Bourlés D.L., Brown E.T. Colin F., Muller J.P., Braun J.J., Delaune M., Edou Minko A., Lescouet C., Raisbeck G.M., Yiou F. 2000. Application of in situ-produced cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al to the study of lateritic soil development in tropical forest: theory and examples from Cameroon and Gamon. *Chemical Geology*, 170:95-11.
- Braucher R., Lima C. V., Bourlés D. L., Gaspar J. C., Assad M. L. L. 2004. Stone-Line formation processes documented by in-situ produced ^{10}Be distribution, Jardim River basin, DF, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*. 222:645-651.
- Braucher R., Brown E.T., Bourlés D.L., Colin, F. 2003. In situ-produced ^{10}Be measurements at great depth: implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters*, 211:251-258.
- Braucher R., Merchel S., Borgomano J., Bourlés, D.L. 2011. Production of cosmogenic radionuclide at great depth: a multi-element approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 309:1-9.
- Carbonell, E., Burmúdez De Castro, J. M., Parés, J. M., Pérez-González, A., Cuenca-Bescós, G., Ollé, A., Mosquera, M., Huguet, R., Van Der Made, J., Rosas, A., Sala, R., Vallverdú, J., García, N., Granger, D. E., Martín-Torres, M., Rodríguez, X. P., Stock, G. M., Vergès, J. M., Allué, E., Burjachs, F., Cáceres, I., Canals, A., Benito, A., Díez, C., Lozano, M., Mateos, A., Navazo, M., Rodríguez, J., Rosell, J., And Arsuage, J. L., 2008. The first hominin species of Europe. *Nature*, 452:465-470.
- Carmo I. de O. & Vasconcelos P.M. 2006. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology constraints on late Miocene weathering rates in Minas Gerais, Brazil. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 241:80-94.
- Cherem L.F.S., Varajão C.A.C., Braucher R., Bourlés D., Salgado, A.A.R., Varajão A.C. 2012. Long-term evolution of

- denudational escarpments in southeastern Brazil. *Geomorphology*, 173-174:118-127.
- Cockburn H.A.P & Summerfield M.A. 2004. Geomorphological applications of cosmogenic isotope analysis. *Progress in Physical Geography*, 28:1-42.
- Dunai T.J. 2010. *Cosmogenic nuclides: principles, concepts and applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge University Press, Cambridge, 187pp.
- Erlanger E.D., Granger, D.E., Gibbon R.J. 2012. Rock uplift rates in South Africa from isochron burial dating of fluvial and marine terraces. *Geology*, 40:1019-1022.
- Fujioka T., Fifield L.K., Stone J.O., Vasconcelos P.M., Tims S.G., Chappell J. 2010. In situ cosmogenic ^{53}Mn production rate from ancient low-denudation surface in tropic Brazil. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, B* 268: 1209-1213.
- Fujioka T., Chappell J., Keith Fifi L., Rhodes, E.J. 2009. Australian desert dune fields initiated with Pliocene-Pleistocene global climatic shift. *Geology*, 37:51-54.
- Gosse J.C. & Phillips F.M. 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20: 1475-2560.
- Granger, D.E. 2006. A review of burial dating methods using ^{26}Al and ^{10}Be . In: Siame L.L., Bourlés D.L. e Brown E.T. (eds). *In situ-produced cosmogenic nuclides and quantification of Geological Processes*, Geological Society of America Special Paper 415, p.1-16.
- Granger, D.E. 2013. Cosmogenic nuclide burial dating in archaeology and paleoanthropology. In: Cerling, T.E. (ed.) *Treatise on Geochemistry*, 12, Elsevier, Oxford, no prelo.
- Granger D.E., Fabel D., Palmer A.N. 2001. Pliocene-Pleistocene incision of the Green River, Kentucky, determined from radioactive decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in Mammoth Cave sediments. *Geological Society of America Bulletin*, 113:825-836.
- Granger D.E., Kirchner J.W., Finkel R.C. 1997. Quaternary downcutting of the New River, Virginia, measured from differential decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in cave-deposited alluvium. *Geology*, 25:107-110.
- 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*, 15:1379-1402.
- Granger, D.E. 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.
- Granger, D.E. & Smith, A.L. 2000. Dating burial sediments using radioactive decay and muogenic production of ^{26}Al and ^{10}Be . *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research: Section B Beam Interactions with Materials and Atoms*, 172:822-826.
- Häuselmann, P. & Granger, D.E. 2005. Dating of caves by cosmogenic nuclides: method, possibilities and the siebenhengste example (Switzerland). *Acta Carstologica*, 34/1:43-50.
- Heisinger B., Lal D., Jull A.J.T. 2002a. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 1. Fast muons. *Earth and Planetary Science Letters*, 200:345-355.
- Heisinger B.; Lal D. e Jull A.J.T. 2002b. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 2. Capture of negative muons. *Earth and Planetary Science Letters*, 200:357-369.
- Klein J., Giegengack R., Middleton R. Sharma P., Underwood J.R.J., Weeks R.A. 1986. Revealing histories of exposure using in situ-produced ^{26}Al and ^{10}Be in Lybian Deserts Glass. *Radiocarbon*, 28:547-555.
- 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.
- Lal D. & Arnold J.R. 1985. Tracing quartz through the environment. *Proceedings of Indian Academy of Science: Earth and Planetary Science Letters*, 94:1-5.
- Liu Y., Wang S., Xu S., Liu X., Fabel D., Zhang X., Luo W., Cheng A., 2013. A New evidence for the incision history of the Liuchong River, Southwest China, from cosmogenic $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ burial ages in cave sediments. *Journal of Asian Earth Sciences* 73:274-283.
- Matmon A., Ron H., Chazan M., Porat N., 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.
- Matmon, A., Stock, G.M., Granger, D.E., Howard, K.A. 2011. Dating of Pliocene Colorado river sediments: implications for cosmogenic burial dating and the evolution of the lower Colorado River. *Geological Society of America Bulletin*, 124: 626-640.
- Nishiizumi K., Imamura M., Caffee M.W., Southon J., Finkel R., McAninch J. 2007. Absolute calibration of ^{10}Be AMS standards. *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 258:403-413.
- Pappu S., Gunnell Y., Akhilesh K., Braucher R., Taieb M., Demory F., Thouveny N. 2011. Early Pleistocene Presence of Acheulian Hominins in South India. *Science*, 331:1596-1599.
- Partridge T.C., Granger, D.E., Caffee, M.W., Clarke R.J. 2003. Lower Pliocene hominid remains from Sterkfontein. *Science*, 300: 607-612.
- Portenga E.W & Bierman P. 2011. Understanding Earth's eroding surface with ^{10}Be . *GSA Today*, 21: 4-7.
- Refsnider, K.A. 2010. Dramatic increase in late Cenozoic alpine erosion rates recorded by cave sediment in the southern Rocky Mountains. *Earth and Planetary Science Letters*, 297:505-511.
- Salgado A.A.R., Braucher R., Colin F., Nalini Jr H.A., Varajão A.F.D.C, Varajão C.A.C. 2006. Denudation rates of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil: Preliminary results from measurements of solute fluxes in rivers and in situ-produced cosmogenic ^{10}Be . *Journal of Geochemical Exploration*, 88:313-317.
- Salgado A.A.R., Varajão C.A., Colin F., Braucher R., Varajão A.F.D.C., Nalini Jr. H.A., Cherem L.F.S., Marent B.R., Brindusa C.B. 2007. Estimativa das taxas de erosão das terras altas da alta bacia do rio das velhas no quadrilátero ferrífero: implicações para a evolução do relevo. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 8:3-10.
- Salgado A.A.R., Sobrinho L.C.G., Varajão C.A., Bourlés D., Braucher R., Marent B.R. 2012. Estudo da evolução da escarpa entre as bacias do Doce/Paraná em Minas Gerais através da quantificação das taxas de desnudação. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 13: 213-222.
- Schaller M., von Blanckenburg F., Hovius N., Kubik P.W. 2001. Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 188: 441-458.
- Shuster D.L., Farley K.A., Vasconcelos P.M., Balco, G., Monteiro H.S. Waltenberg K., Stone J.O. 2012. Cosmogenic ^3He in hematite and goethite from Brazilian "canga" duricrust

- demonstrates the extreme stability of these surfaces. *Earth and Planetary Science Letters* 329-330:41–50.
- Stock G.M., Anderson R.S, Finkel R.C. 2004. Rates of erosion and topographic evolution of the Sierra Nevada, California, inferred from cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be concentrations. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30:985-1006.
- Stock G.M., Granger D.E., Sasowsky I.D., Anderson R.S, Finkel R.C. 2005. Comparison of U-Th, paleomagnetism and cosmogenic burial methods for dating caves: Implications for landscape evolution studies. *Earth and Planetary Science Letters*, 236:388-403.
- Tassy A., Mocochain L., Bellier O., Braucher R., Gattacceca J., Bourlès, D. 2013. Coupling cosmogenic dating and magnetostratigraphy to constrain the chronological evolution of peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: Example of Ardèche Valley, Southern France. *Geomorphology*, 189:81-92.
- Wagner T., Fritz H., Stüme K., Nestroy O., Rodnigh H., Hellstrom J., Benischke R. 2011. Correlations of cave levels, stream terraces and planation surfaces along the River Mur – timing of landscape evolution along the eastern margin of the Alps. *Geomorphology*, 134: 62-78.
- Wittmann H., Blanckenburg F. V., Maurice L.E., Guyot J.-L., Filizola N., Kubik P.W. 2011. Sediment production and delivery in the Amazon River basin quantified by in situ-produced cosmogenic nuclides and recent river loads. *Geological Society of America Bulletin*, 123:934–950.
- Wolkowsky A.J. & Granger D.E. 2004. Early Pleistocene incision of the San Juan River, Utah, dated with ^{26}Al and ^{10}Be . *Geology*, 32:749–752