

# A Aplicação de Técnicas Geocronométricas em Geomorfologia: uma Atualização Metodológica

## The Application of Geochronometric Techniques in Geomorphology: a methodological updating

Antonio Carlos de Barros Corrêa<sup>i</sup>

Universidade Federal de Pernambuco  
Recife, Brasil

Bruno de Azevêdo Cavalcanti Tavares<sup>ii</sup>

Universidade Federal de Pernambuco  
Recife, Brasil

Kleython de Araújo Monteiro<sup>iii</sup>

Universidade Federal de Alagoas  
Maceio, Brasil

Drielly Naamma Fonsêca<sup>iv</sup>

Universidade Federal de Pernambuco  
Recife, Brasil

**Resumo:** O surgimento da Geomorfologia, conquanto disciplina acadêmica sistematizada a partir do final do século XIX, foi marcado pela tentativa de explicar os processos elaboradores do relevo com base na identificação de supostos estágios de evolução temporal das formas. Assim, a cronologia da denudação, em bases davisianas, constituiu uma primeira tentativa de atribuir idades relativas ao relevo, fundamentando sua metodologia em abordagens litoestratigráficas e na análise espacial da distribuição das formas. Com o surgimento e difusão, no terço final do século passado, de métodos absolutos de datação, em sua maioria radiométricos, os pesquisadores passaram a contar com valiosos recursos para propor reconstruções mais realistas e dos fatos geomorfológicos. Do carbono radioativo às técnicas de luminescência e isótopos cosmogênicos, os métodos de datação geomorfológica abrangem agora diferentes escalas temporais, e são utilizados em diversas formas de relevo e materiais. Todavia, tão importante quanto conhecer a aplicação de cada uma das técnicas, é fundamental compreender seus limites de uso e interpretação de resultados. Por fim, apesar das limitações inerentes à reconstrução

---

<sup>i</sup> Prof. Adjunto do Departamento de Ciências Geográficas, UFPE. dbiase2001@terra.com.br.

<sup>ii</sup> Prof. Adjunto do Instituto de Geografia, Desenvolvimento e Meio Ambiente, UFAL. geokleython@gmail.com.

<sup>iii</sup> Prof. Adjunto do Departamento de Arqueologia, UFPE. brunoactavares@gmail.com.

<sup>iv</sup> Doutoranda no Programa de Pós-Graduação em Geografia, UFPE. driellynaamma@gmail.com.

temporal de modelados denudacionais e agradacionais, a aplicação das técnicas geocronométricas tem propiciado avanços fundamentais no grau de acurácia e qualidade da interpretação da gênese das formas de relevo, que por fim retroalimentam os próprios modelos teóricos de evolução da paisagem.

Palavras-chave: Geocronologia; Datação Absoluta; Métodos Radiométricos.

**Abstract:** The emergence of geomorphology as an academic systematized discipline at the end of the 19<sup>th</sup> Century, was marked by an attempt to explain landform-shaping processes based on the identification of alleged temporal evolutionary stages of the earth's relief. Thus, denudation chronology, in davisian sense, became the first methodology aimed at attributing relative age to landforms, based on lithostratigraphic approaches and spatial analysis of land morphologies. Following the appearance and diffusion, after the second half of the 20<sup>th</sup> Century, of absolute dating methods, mostly radiometric, researchers started to count with a valuable resource to propose more realistic reconstructions of geomorphic events. From radiocarbon to luminescence and cosmogenic isotopes techniques, geomorphological dating methods cover a vast range of time scales, and can be applied to several types of landforms and materials. Nonetheless, as important as understanding the application of each of the techniques, It is capital to grasp their limitations as far as usage and results interpretation are concerned. At last, in spite of the limitations inherent to any temporal reconstruction of aggradation or denudation landforms, the application of geochronometric techniques has brought about fundamental advances in the level of accuracy and interpretative quality of landform reconstruction schemes, which help reformulate landscape evolution models.

Keywords: Geochronology; Absolute Dating; Radiometric Dating.

## Introdução

Qualquer tipo de historiografia da Geomorfologia deriva do uso de simplificações e tendências das escolas de pensamento, não obstante, a partir da sua crítica e análise emerge uma das principais formas de refletir sobre a evolução das metodologias e explicações nesta disciplina (RHOADS, 1999). De fato, o que historicamente parece indicar uma mudança de eixo de investigação e questionamentos pode unicamente se tratar de uma sequência de ajustes graduais e pragmáticos do conhecimento, acerca de diversos temas, à medida que significativas inovações técnicas são acopladas às metodologias e procedimentos já bem consolidados. Se tomarmos como exemplo a variável “tempo” em Geomorfologia, a mesma foi representada teoricamente no ciclo davisiano como uma escala unidirecional da evolução do relevo, com base em uma analogia claramente orgânica, envolvendo uma sequência de estágios evolutivos, nomeados de juventude, maturidade e senilidade.

Esta visão inicial do tempo em Geomorfologia esteve claramente relacionada ao paradigma orgânico-evolutivo que dominava o debate nas ciências da natureza ao longo do último quartel do século XIX. Assim, sua substituição a partir de meados do século XX

por uma visão de tempo não finalista, mas voltada para a compreensão dos elementos controladores responsáveis pela manutenção ou transformação das formas de relevo no tempo, configura-se como uma adoção de um novo paradigma em decorrência do aprofundamento das técnicas de observação e mensuração dos processos superficiais, como no caso da tectônica de placas, e esgotamento do arsenal procedimental e interpretativo da fase anterior.

A Geomorfologia de bases empíricas que emergiu da tradição davisiana pode ser sintetizada como uma cronologia da denudação, assim como tratada por diversos autores, entre os quais Peltier (1950), Tricart e Cailleux (1972) e Ollier, (1981), que demandava a reconstrução da história erosiva da paisagem com base em medições de altitude dos níveis de cimeira de supostas superfícies de erosão, ombreiras topográficas e terraços, além da busca por evidências de capturas fluviais e indícios de epigenia da drenagem, como os boqueirões de vento e canais desajustados ao vale. O modelo em questão baseava-se na observação direta da paisagem e admitia como uma condição interpretativa *a priori* que o relevo evoluía pela ação direta da erosão fluvial em relação a um nível de base geral, o nível do mar. O processo de evolução do relevo seria sempre iniciado por um soerguimento tectônico quase instantâneo e generalizado de uma região, a partir do qual as formas seriam gradualmente desgastadas pela ação da drenagem até atingir um estágio final, marcado por uma destruição quase que completa dos divisores e formação de uma superfície plana, rebaixada, dominada pela deposição fluvial de canais divagantes, denominada de penepiano (ORME, 2011). A este estágio final da evolução da paisagem, chamado de senilidade, antecederiam os estágios de juventude e maturidade.

Ao longo da juventude, o relevo recém soerguido, seria dominado por grandes desníveis altimétricos, vales encaixados em “V”, cachoeiras e encostas íngremes. A passagem para a maturidade seria marcada pelo alargamento dos vales, rebaixamento dos divisores e do ângulo das encostas, e por processos de captura fluvial. Esses processos aconteceriam quando as drenagens de maior vazão e capacidade erosiva situadas em níveis topográficos inferiores, acabavam por avançar regressivamente sobre os divisores da bacia de drenagem vizinha e situada em nível topográfico superior. A consequência deste processo seria a formação de passagens erosivas entre as bacias (boqueirões ou gargantas), e vales sem drenagem a jusante das capturas denominados de *wind-gaps* (boqueirões de vento). Essas características morfológicas não eram diretamente relacionadas às peculiaridades geológicas ou climáticas das regiões analisadas para a construção do modelo, como os Montes Apalaches ao longo da costa oriental da América do Norte, mas sim como decorrentes do seu estágio dentro do ciclo denudacional, assumido como tendo duração total entre 10 e 100 milhões de anos (ORME, 2011).

Não obstante os esforços de encadeamento lógico, que buscavam relacionar as formas a seu estágio de evolução, empenhados pela proposta davisiana, os processos denudacionais possuem a característica intrínseca de destruir as evidências superficiais das condições ambientais e morfologias pretéritas, restando os esforços de reconstrução da paisagem unicamente sob as morfologias e aspectos da distribuição altimétrica das formas de relevo, sendo as mais altas mais antigas e tomadas como remanescentes de ciclos denudacionais anteriores.

Assim, a base empírica da cronologia da denudação abriu espaço para outro tipo de conjunto de dados empiricamente construído, desta feita alicerçado sobre a análise dos depósitos sedimentares e solos residuais que logram preservar os registros de condições passadas. Essa mudança de foco acompanhou o surgimento de métodos capazes de obter de forma mais confiável e realista os dados cronológicos e composicionais desses materiais. Em consórcio com um aprofundamento do conhecimento acerca das variações climáticas que marcaram os últimos 2 a 3 milhões de anos, e reafeiçoaram a superfície do planeta, essas novas técnicas substituíram a cronologia da denudação pela geocronologia aplicada à Geomorfologia do Quaternário.

É importante ainda ressaltar que antes do advento das datações absolutas (cronométricas), o estudo da evolução do relevo encontrava-se aprisionado em argumentos circulares, nos quais tempo e clima eram compreendidos como equivalentes, isto é, ora uma paisagem era muito antiga e evoluíra sob condições climáticas pretéritas inferidas pela morfologia, ou muito recente e fruto unicamente das condições climáticas hodiernas. Esse tipo de abordagem resultava em interpretações altamente intuitivas que embora bem construídas dentro de um encadeamento lógico mediado pela observação e agrupamento das formas em unidades cronológicas aparentemente coerentes, eram em grande parte impossíveis de serem testadas e reproduzidas.

Dessa forma, o apelo recorrente a hipóteses de difícil validação empírica, que versavam acerca do papel da sobreposição da drenagem, exumação e rejuvenescimento do relevo, resultaram no gradativo abandono da cronologia da denudação a partir do final da década de 1960, favorecendo os estudos processuais em Geomorfologia a partir da década seguinte. Neste momento, a maior difusão da datação por carbono radioativo levou a uma retomada parcial dos estudos de cronologia das paisagens, contudo o foco dessa nova fase se deteve sobre os modelados agradacionais do Pleistoceno Superior e Holoceno em função da limitação inerente ao alcance cronológico máximo da própria técnica (BROWN, 1987). De fato, apenas com o surgimento de técnicas de datação direta de sedimentos e superfícies rochosas ao longo da última década do século XX foi possível retomar a discussão sobre a cronologia da evolução do relevo e seus problemas, mediante a aplicação de metodologias e procedimentos contemporâneos de análise multitemporal.

A geocronologia aplicada aos estudos geomorfológicos é necessariamente um campo de aplicações multidisciplinares, sustentando as interpretações sobre a evolução de longo prazo das formas de relevo. Uma série de técnicas de reconstrução ambiental são utilizadas e aplicadas sobretudo aos depósitos sedimentares que estruturam os modelados agradacionais, permitindo a identificação das condições ambientais vigentes ao longo de diferentes estágios de evolução da forma, incluindo no seu bojo análises sedimentológicas, palinológicas, além de outras formas de resíduos vegetais como as biosilicificações (fitólitos). Dentre as diversas técnicas de datação se destacam aquelas que permitem a reconstrução de cronologias absolutas completas para determinadas famílias de formas (encostas, terraços e leques aluviais etc.). Neste caso, observa-se que ao longo das últimas décadas a Geomorfologia lançou mão inicialmente da aplicação do  $^{14}\text{C}$ , seguido por outras técnicas radiométricas com diversas abrangências temporais e, mais recentemente, dos métodos de datação absoluta de sedimentos por luminescência.

Essas abordagens constituem uma base essencial para o estabelecimento de correlações espaçotemporais mormente quando confrontadas com o registro contínuo da história climática do planeta, correntemente revelada por meio da estratigrafia dos isótopos de oxigênio proveniente da análise do gelo tanto do inlandis antártico quanto groenlandês (SHACKLETON, 2000).

Ainda segundo Goudie e Viles (2010), a aplicação contemporânea de técnicas de datação absoluta em Geomorfologia tem permitido a verificação de assinaturas neocatastrofistas da mudança ambiental na paisagem, marcadas pela ocorrência de períodos de relaxamento intercalados por curtos intervalos de intensa atividade geomorfológica e mudanças ambientais, cujos mecanismos desencadeadores devem-se tanto à dinâmica externa quanto interna do planeta.

Para Goudie (2013) o neocatastrofismo em geomorfologia surgiu como uma resposta, após pelo menos 100 anos de reflexão, ao paradigma tradicional que atribuía um protagonismo aos eventos de baixa magnitude e alta frequência sobre a evolução das formas. A ideia essencial por trás do conceito de neocatastrofismo em geomorfologia, portanto, é o reconhecimento de que a paisagem responde de forma mais eficaz a pulsos relativamente rápidos de entrada de energia ocorrendo entre momentos de maior estabilidade do sistema ambiental como um todo. Um elemento importante desta ideia decorre de que os processos envolvidos na transformação do relevo se dão após uma entrada rápida de energia que resulta em uma reação morfológica (p. ex.: chuvas torrenciais concentradas e formação de ravinas). A esse momento altamente enérgico, chamado de tempo de reação, sucede-se uma fase de ajuste das formas após a perturbação inicial, chamada de “período de relaxamento”, no qual as formas de relevo buscarão se adaptar às condições ambientais predominantes após o evento perturbador.

Este artigo buscará abordar, com base na literatura contemporânea, aspectos metodológicos e evolutivos das principais técnicas a serviço da datação das formas de relevo, ou dos materiais que as estruturam dentro de uma perspectiva claramente morfoestratigráfica. É importante ter em mente que a maioria das técnicas foi desenvolvida para a elucidação preferencial de determinadas circunstâncias geomorfológicas, dentro de certas escalas de tempo de operação dos agentes formativos, além do tempo de residência dos materiais sobre a superfície do planeta.

## Origens

### *Determinação da Idade Relativa*

#### A Estrutura dos Depósitos Sedimentares

A base para a reconstrução de cronologias geomorfológicas relativas antes do século XIX eram as propriedades da continuidade lateral, sobreposição das camadas, discordâncias erosivas e a inclusão de xenólitos (GOUDIE, 2013). Tratava-se essencialmente de uma abordagem litoestratigráfica (Figura 1) que envolvia certas suposições *a priori*: a) as camadas sedimentares eram originalmente contínuas lateralmente, de forma que pudessem ser correlacionadas litoestratigraficamente ao longo de certa distância; b) as

camadas mais jovens foram depositadas sobre o topo das mais antigas; c) as camadas sedimentares originalmente apresentavam uma configuração aproximadamente horizontal; d) discordâncias transversais que seccionam como falhas, intrusões ígneas, e não conformidades ocorrem sempre sobre rochas mais antigas que a estrutura que as interceptam; e, e) inclusões de xenólitos são mais antigos que a rocha que as envolve.

De fato, a evolução dos conhecimentos geológicos e geomorfológicos evidenciou que muitas camadas sedimentares não são depositadas horizontalmente, e falhas de empurrão e intrusões ígneas podem se sobrepor a rochas mais antigas ou ocorrerem de forma adjacente às mais jovens. Além disso, dobras recumbentes e *nappes* de cavalgamento podem sobrepor camadas mais antigas às mais jovens, causando inversões cronológicas nas sequências estratigráficas. Não obstante, as estruturas sedimentares são tradicionalmente usadas para fins de determinar a ocorrência de camadas deformadas e inversões.

Neste sentido, compreende-se ainda que os termos primário, secundário e terciário surgiram na Geologia através da necessidade de estabelecimento de uma sequência cronológica relativa para as rochas antes que essas pudessem ser diretamente datadas. Em linhas gerais, se estabelecia que as rochas primárias seriam as mais velhas, compostas por litologias ígneas e metamórficas altamente deformadas, enquanto as rochas secundárias seriam compostas pelas litologias sedimentares consolidadas e igualmente deformadas, e por fim as terciárias formadas por sedimentos incoesos depositados paralelamente à superfície do terreno e destituídas de deformações (GREGORY e GOU-DIE, 2011).

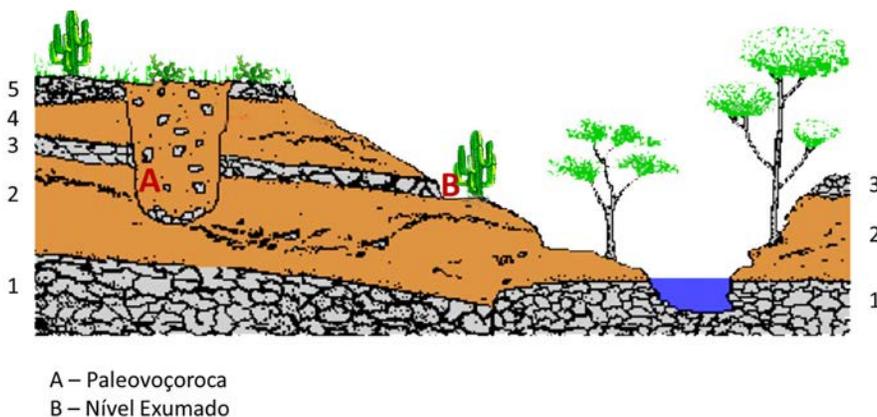


Figura 1 – Níveis estratigráficos indicando discontinuidades entre si, com destaque para uma litofácia exumada a partir de evacuação dos materiais sobrepostos, com presença também de um sistema de *cut and fill* (corte e preenchimento) a partir de um depósito de paleovoçoroca, evidenciando a complexidade de se estabelecer uma continuidade lateral dos depósitos e uma estratigrafia sequencial.

Fonte: Os autores.

## *A Cronologia do Relevo a Partir da Datação e a Determinação da Idade Absoluta*

As técnicas de datação constituem um dos mais importantes recursos diagnósticos disponíveis aos geomorfológicos. Na verdade, o atributo-chave para as técnicas contemporâneas de datação advém do fato dessas constituírem técnicas absolutas e não relativas e, em sua maior parte radiométricas, ou seja, baseadas no decaimento diferencial de isótopos radioativos ao longo do tempo. A mais conhecida técnica radiométrica, usada extensivamente pela Geomorfologia e ciências ambientais é a do carbono radioativo ( $^{14}\text{C}$ ). A datação por carbono 14 pode ser aplicada para qualquer tipo de matéria orgânica, tal como material esquelético, carvão ou vestígios vegetais. Nos últimos anos tem se tornado uma técnica altamente precisa, com um grau crescente de acurácia, embora não seja necessariamente a escolha mais adequada para grande parte dos estudos geomorfológicos, sobretudo em face de duas razões: a) a sua abrangência temporal não alcança além dos 60 mil anos AP, mesmo utilizando-se as metodologias mais avançadas de detecção; e b) a metodologia se restringe a sedimentos ricos em matéria orgânica, o que não ocorre na maioria dos contextos geomorfológicos, sobretudo nos trópicos.

Atualmente duas outras técnicas radiométricas se tornaram particularmente importantes para os estudos geomorfológicos, tanto por poderem ser aplicadas a sedimentos inorgânicos quanto pelo fato de apresentarem uma abrangência temporal mais longa. Nesta abordagem introdutória, as características principais de controle e aplicação de cada uma dessas metodologias serão introduzidas, sendo as mesmas tratadas com mais profundidade mais adiante.

A primeira é a **Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)**, que apresenta boas respostas para a datação do quartzo e do feldspato, sendo o primeiro um resíduo extremamente resiliente, presente na maior parte dos sedimentos e em todos os ambientes continentais. Uma vez incorporados a um depósito sedimentar, adequadamente inumado, e protegido da luz solar, o quartzo e outros minerais cristalinos, como o feldspato, começam a receber radiação do ambiente ao seu entorno. Esta radiação gradualmente provoca mudanças internas na estrutura dos átomos que constituem o cristal, causadas pela mudança na posição de certos elétrons dentro da trama cristalográfica. Desta forma, um sinal luminescente começa a ser acumulado de forma previsível – a depender da dose anual de radiação emitida em cada contexto sedimentar específico. Este acúmulo se dá até que os grãos de quartzo contidos no depósito sejam expostos novamente à luz do sol por meio de subseqüentes processos erosivos. Neste caso, os sedimentos expostos à luz perdem o sinal luminescente acumulado desde o último soterramento, e essa perda é chamada de “zeramento” do sinal. Esta propriedade dos sólidos cristalinos nos permite datar a última fase de exposição/soterramento dos sedimentos em boa parte dos contextos continentais, sob condições de deposição sub-aéreas e sub-aquosas.

Para realizar a datação por LOE, uma amostra de sedimento é colhida sem exposição à luz e, posteriormente, no laboratório, após separação da fração mineral desejada para a datação – geralmente quartzo ou feldspato – é submetida ao “zeramento” artificial por meio da estimulação ótica. Durante a fase de estimulação ótica a amostra emite um sinal luminescente (luminescência) que é prontamente medido por meio do uso de um fotodetector altamente sensível. A intensidade da luminescência emitida permite calcular o

intervalo de tempo durante o qual a amostra esteve soterrada e isolada da iluminação solar (Figura 2). Para a realização deste cálculo algumas informações ambientais devem ser obtidas, tais como a dose anual de radiação ambiental emitida pelos sedimentos, a qual pode ser aferida com maior prontidão pelo uso de um espectrômetro portátil de radiação gama, ou por técnicas mais sofisticadas em laboratório (ativação de nêutrons, contagem de radiação beta, etc.). Dados relativos ao teor de umidade, granulometria, altitude do depósito e posição geográfica dos sedimentos também precisam ser registrados a fim de corrigir a idade final da amostra.

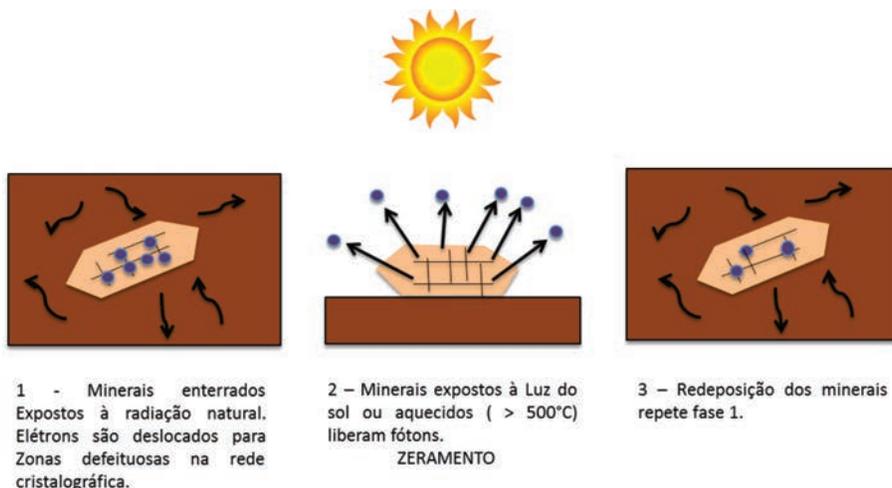


Figura 2 – Sequência de eventos relacionados à aquisição natural do sinal de luminescência em sedimentos siliciclásticos continentais.

Fonte: Os autores.

A LOE tem permitido avançar o limite da datação dos sedimentos quaternários diretamente associados às formas de relevo por eles estruturadas a até centenas de milhares de anos AP, sobretudo em situações ambientais em que a dose anual de radiação é relativamente baixa. Goudie e Viles (2010) apontam para o fato de que a LOE tem se mostrado particularmente eficaz para a datação de dunas de desertos, depósitos de *loess*, terraços fluviais e rampas de colúvio, permitindo a construção de cronologias de deposição ao longo de áreas extensas.

A datação por **isótopos cosmogênicos** é outra técnica recente de datação que tem emergido como de grande importância para os estudos geomorfológicos. A análise dos isótopos cosmogênicos, formados pela interação entre os raios cósmicos e minerais formadores de rocha – a exemplo do quartzo –, permite estimar o intervalo de tempo de acumulação desses isótopos nas proximidades da superfície, estabelecendo taxas de erosão de superfícies rochosas expostas na escala de  $10^3$  a  $10^6$  anos. A técnica é empregada geralmente para a datação da exposição de superfícies e taxas de denudação, embora também possa ser aplicada à reconstrução de cronologias de soterramento. Uma grande

vantagem dessa técnica é o intervalo temporal longo em que pode ser aplicada, permitindo a datação de superfícies de cimeira rochosas, superfícies de inselbergs, etc. Sua aplicação tem demonstrado que em alguns ambientes, como no hiper-árido deserto do Namibe na África Meridional, as taxas de denudação são extremamente baixas, da ordem de 10 metros por milhão de anos (BIERMAN e CAFFEE, 2001). A técnica dos isótopos cosmogênicos permite estabelecer limites cronológicos para as superfícies de denudação que compõem as cimeiras locais ou regionais de grandes morfoestruturas, tanto em contextos tectônicos de margens ativas quanto nos contextos de margem passiva e intraplaca.

Recentemente a integração entre a LOE e a técnica dos isótopos cosmogênicos, em particular, tem demonstrado que os geomorfólogos podem dispor de metodologias que permitam a construção de cronologias evolutivas, empiricamente verificáveis, tanto para os modelados agradacionais quanto denudacionais.

### O Problema da Datação das Superfícies Erosivas

Quando as superfícies erosivas não se encontram inumadas e não há nenhum método estratigráfico tradicional que permita datá-las, aceita-se apenas que a superfície deve ser posterior à idade da rocha ou sedimento que a estrutura. No caso de rochas do embasamento geológico essas normalmente são pré-terciárias e, portanto, milhões de anos mais velhas que os processos geomorfológicos que lhes afeiçoaram formas. O resultado é que paisagens erosivas são difíceis de datar diretamente, sendo grande parte das formas de relevo constituídas por formas de destruição (Figura 3).

Como já enunciado anteriormente, as técnicas que utilizam a medição dos isótopos cosmogênicos constituem uma adição recente aos métodos de datação que permitem explicar a evolução das superfícies erosivas, possibilitando estimar ritmos e taxas de erosão e testar hipóteses sobre modelos evolutivos de denudação, criando assim uma nova forma de cronologia da denudação (COCKBURN e SUMMERFIELD, 2004).



Figura 3 – Superfícies erosivas estruturadas sobre arenito siluro-devoniano, Formação Tacaratu, Parque Nacional do Catimbau, Pernambuco.

Fonte: Os autores.

Humphrey e Heller (1995) alertam sobre a importância de se obter idades absolutas das formas de relevo visando estimar taxas de operação de processos e reconstruir a história de evolução das formas. Assim, para os autores, é fundamental acoplar a datação de eventos erosivos à dos eventos deposicionais em um único estudo, bem como modelar a relação entre erosão, transporte e deposição (estocagem) na escala das unidades morfológicas (p. ex.: encosta, cimeira, planície fluvial), sob o risco de que se tais interações, altamente oscilatórias, forem ignoradas, a reconstrução final será fatalmente muito simplificada.

Goudie e Viles (2010), no entanto, alertam para que embora essa integração seja necessária para o aprofundamento da explicação da evolução geomorfológica da paisagem em bases científicas, talvez não seja suficiente. Na década de 1960, por exemplo, o crescente conhecimento acerca das mudanças climáticas ainda era pouco aplicado nos estudos geomorfológicos, em parte, devido ao paradigma vigente que enfatizava o equilíbrio entre forma e processo, mas também devido às diferentes visões que emanavam das várias escolas de Geomorfologia – americana, anglo-saxã, francesa e alemã – e sua filiação acadêmica à Geologia ou Geografia. Esse estado de coisas resultava em um conhecimento extremamente fracionado entre grupos de especialistas e suas disciplinas, dificultando a integração entre a Geomorfologia e as ciências do Quaternário e, portanto, a aplicação de técnicas de datação absoluta nos produtos dos processos de superfície terrestre.

De certa forma esses obstáculos continuam presentes na Geomorfologia contemporânea e resultam em uma dificuldade de integrar dados de longo, médio e curto prazo na evolução das paisagens, mesmo quando as cronologias dos eventos formadores e materiais estruturadores do relevo são relativamente bem conhecidas. Assim sendo, a discussão ora apresentada alerta para que não existe ainda na Geomorfologia metodologias integradoras para o uso dos dados cronológicos provenientes da aplicação das variadas técnicas de datação. Um dos principais obstáculos encontrados está no fato de que os intervalos de abrangência temporal das técnicas nem sempre se sobrepõem, permitindo o uso concatenado de procedimentos para a obtenção, por exemplo, das idades das cimeiras rochosas, encostas coluviais, terraços fluviais e formas de acumulação do antropoceno em uma mesma paisagem, sem lacunas. Os hiatos compreendidos entre os limites temporais das técnicas de datação ainda precisam ser complementados por modelos hipotéticos de evolução da paisagem, mesmo estando cada vez mais estruturados em interpretações consubstanciadas por aferições diretas dos fenômenos.

### *Isótopos Cosmogênicos*

A Terra é constantemente bombardeada por raios cósmicos. Esses por sua vez induzem reações nucleares que ocorrem primordialmente nos primeiros metros abaixo da superfície. As reações envolvem elementos alvos como Si, O, Cl, K e Ca, e produzem isótopos de  $^3\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{36}\text{Cl}$  e  $^{14}\text{C}$ , cuja abundância pode ser determinada por técnicas de espectrometria de massa (GILLESPIE e BIERMAN, 1995; GOSSE e PHILLIPS, 2001), difundidas sobretudo a partir da década de 1980. De fato, um grande avanço pa-

ra a aplicação desta técnica foi o desenvolvimento da espectrometria de aceleração de massa (AMS), que permite separar um isótopo raro do seu correspondente mais abundante, como por exemplo o  $^{14}\text{C}$  do  $^{12}\text{C}$ , tornando possível medir isótopos de longas meias-vidas, mas com concentrações relativas muito baixas.

Desta forma, a datação de superfícies pode ser realizada, haja vista as concentrações dos isótopos são interpretadas como uma função do tempo transcorrido desde que a superfície foi exposta pela primeira vez aos raios cósmicos. Segundo Bierman (1994), de maneira geral, a abundância de isótopos cosmogênicos é proporcional à estabilidade da paisagem e/ou à sua idade. Uma vez que os isótopos cosmogênicos são produzidos principalmente nos metros superiores de rocha e solo, atuam na superfície terrestre como monitores sensíveis do tempo de permanência dos materiais nas paisagens, podendo fornecer informações relativas a períodos longos de exposição ( $10^6$  anos). De acordo com Bierman et al. (1999), se o comportamento da paisagem se aproxima do equilíbrio, o tempo de residência dos isótopos refletirá as taxas de geração de sedimento e erosão de longo prazo.

A compreensão da distribuição, por profundidade, da produção dos isótopos cosmogênicos é fundamental para o cálculo de taxas de erosão de longo prazo e tempo de exposição de superfícies. Nas rochas com  $2,7 \text{ g/cm}^3$  de densidade, cerca de 50% dos raios são absorvidos à profundidade de 45 cm. A taxa de produção de isótopos ( $P_x$ ) por profundidade ( $x$ ) em um material de densidade ( $p$ ) pode ser descrita pela seguinte expressão exponencial [1], levando-se em consideração a taxa de produção superficial ( $P_0$ ):

$$P_x = P_0 e^{-(x/p)} \quad [1]$$

sendo  $1 =$  comprimento de atenuação para nêutrons rápidos, entre  $150 - 170 \text{ g/cm}^3$ .

Os isótopos cosmogênicos mais comumente utilizados em rochas ricas em quartzo ( $^{10}\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}$ ) são produzidos pela interação entre os nêutrons provenientes da radiação cósmica com átomos como o Si e O. No entanto, os raios cósmicos são exponencialmente atenuados pela atmosfera terrestre e nos primeiros metros da superfície da crosta. Um modelo analítico geral para a interpretação de abundância *in situ* de isótopos cosmogênicos em amostras de rochas inclui dois parâmetros independentes que são a taxa de erosão ( $\epsilon$ ) e o tempo de exposição ( $t$ ). Supondo que a taxa de produção de isótopo ( $P$ ), a densidade do material ( $p$ ), a atenuação de nêutrons ( $\Lambda$ ) e a constante de decaimento ( $\lambda$ ) sejam conhecidos e uniformes, é possível equacionar [2] tais taxas:

$$N = \frac{P (1 - e^{-(\lambda + \epsilon p \Lambda^{-1}) t})}{\lambda + \epsilon p \Lambda^{-1}} \quad [2]$$

Este modelo é geralmente aplicado de duas formas distintas. Na hipótese de que tenha decorrido tempo suficiente e perda constante de massa, de forma que a abundância de material esteja em equilíbrio (controlada pela taxa de perda de massa da superfície amostrada), pode-se calcular taxas de erosão ( $t = \infty$ ). Para calcular as idades de exposição, supõe-se que a superfície amostrada não continha isótopos cosmogênicos quando foi exposta pela primeira vez, e que a mesma não sofreu erosão desde então ( $\epsilon = 0$ ).

Ambos os casos presumem que a superfície amostrada esteve continuamente exposta ao fluxo de radiação cósmica e que nunca foi sepultada durante, ou após, a exposição aos raios cósmicos.

## Modelos de Idades de Exposição e Taxas de Erosão

A abundância medida de um isótopo cosmogênico refletirá a produção integrada através do tempo reduzida pelo decaimento, no caso de um isótopo instável como o  $^{10}\text{Be}$  e o  $^{26}\text{Al}$ . Se a superfície amostrada foi exposta rapidamente e não sofreu erosão desde então, a abundância do isótopo será uma função da idade de exposição da superfície e da taxa de produção do isótopo *in situ*. Se a superfície amostrada tem sido erodida continuamente desde a exposição inicial, e esta se deu há muitas meias-vidas ou se muitos metros de rocha foram erodidos desde a exposição, então a concentração de isótopos será controlada pela taxa de erosão. O cálculo deste modelo de interpretação presume que a superfície esteja erodindo continuamente e que a perda de massa ocorra em uma escala menor que a profundidade de penetração dos raios cósmicos (BIERMAN et al., 1999). Na verdade, a maioria das áreas amostradas provavelmente sofreu erosão episódica após uma exposição inicial. Portanto, a idade de exposição de uma superfície é calculada a partir da abundância medida do isótopo após correção dos valores das contribuições geológicas e radiogênicas, e o decaimento do isótopo.

A compreensão das taxas de denudação em uma variada gama de escalas temporais é importante para a quantificação das relações entre a tectônica e a topografia. A fim de gerar um modelo do comportamento de longo prazo das margens continentais passivas e cinturões orogênicos, as taxas de denudação necessitam ser estimadas a grandes escalas espaciais e temporais. Por outro lado, a investigação dos controles tectônicos sobre o relevo deve ser determinada em escalas temporais e espaciais menores. A datação das paisagens que sofreram perturbações tectônicas pode ajudar a definir as taxas de reativação de falhamentos e soerguimento diferencial entre blocos contíguos. Uma área tectonicamente ativa, com rápido soerguimento/erosão pode conter uma concentração mais baixa de isótopos cosmogênicos em relação às áreas adjacentes mais estáveis.

Na maioria dos casos a abundância de isótopos cosmogênicos pode ser usada para fornecer as idades mínimas de exposição de superfícies geomorfológicas e/ou taxas máximas de denudação da mesma superfície. Assim, descarta-se a vinculação necessária entre deposição e elaboração da superfície, comum às abordagens clássicas de interpretação da gênese do relevo e, rompendo-se com o vínculo estratigráfico depósito/superfície, os modelados de erosão e superfícies de deposição (unidades sedimentares com relevância morfoestratigráfica funcional) passam a contar histórias evolutivas distintas, dentro da escala de análise da sua própria elaboração.

Em alguns casos é possível medir a concentração de mais de um isótopo na mesma amostra (método  $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ ), uma vez que a meia-vida do  $^{26}\text{Al}$  (0,7 Ma) é menor que a do  $^{10}\text{Be}$  (1,5 Ma) e, portanto, a razão  $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$  pode ser interpretada como sendo função da taxa de erosão e soterramento/exposição da amostra. Amostras que estive-

ram expostas continuamente exibirão uma abundância previsível de isótopos e uma razão  $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$  também previsível. Contudo, se um afloramento rochoso, bloco, clasto ou sedimento tiver sido soterrado e abrigado dos raios cósmicos durante ou após a deposição, a razão  $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$  será desviada de um valor previsível e cairá, uma vez que o isótopo de meia-vida mais curta, o  $^{26}\text{Al}$ , decai mais rapidamente. Tal abordagem pode ser utilizada para estabelecer limites inferiores à história total de exposição e soterramento da amostra.

A depender da estratégia de amostragem, a medição dos isótopos cosmogênicos permite estimar: a) taxas médias de erosão em bacias hidrográficas a partir dos sedimentos fluviais; b) taxas de erosão nas encostas a partir dos afloramentos de rochas; ou c) idades de exposição de cimeiras rochosas (se a taxa presumida de erosão for próxima a zero). Contudo, ao se utilizar os dados dos isótopos cosmogênicos estocados em sedimentos fluviais para estimar taxas médias de erosão em bacias, acaba-se por aceitar que as taxas de erosão estão em equilíbrio ao longo do tempo em que ocorreu a produção do isótopo no solo/rocha, e que o tempo de estocagem de sedimento é menor que o tempo de decaimento dos radionuclídeos (VANICE et al., 2003). Ainda neste sentido, dentre as principais limitações do método, aponta-se a aceitação a priori de que a datação do tempo exposição requer que a superfície tenha se formado ao longo de um curto intervalo de tempo. Outra limitação é que se a superfície datada tenha permanecido preservada no transcurso da sua exposição, as superfícies a serem datadas devem apresentar taxas muito baixas de erosão para serem ideais para a aplicação do método.

## A Datação dos Modelados de Agradação

A datação de sedimentos e, por consequência, dos modelados agradacionais tais como encostas coluviais, leques aluviais, terraços e até depósitos afetados por movimentação tectônica recente se desenvolveu a partir das aplicações clássicas baseadas em correlações estratigráficas relativas e bioestratigráficas até o surgimento e aplicação das primeiras técnicas cronoestratigráficas, em particular utilizando a datação pelo  $^{14}\text{C}$ . A datação pelo método do carbono radioativo foi a primeira técnica a utilizar um radionuclídeo a ser largamente empregada pela Geomorfologia, sendo as primeiras tentativas realizadas logo após o seu surgimento, ainda no começo da década de 1950 (GOUDIE EVILES, 2010). Talvez a sua proeminência dentre as técnicas de datação possa ser ressaltada por ser uma das únicas a possuir um periódico científico inteiramente dedicado aos seus avanços, a revista *Radiocarbon*.

Na verdade, as técnicas radiométricas, assim como o  $^{14}\text{C}$ , utilizam-se, em maior ou menor escala, do tempo de residência de um determinado isótopo, de origem alóctone, em um depósito sedimentar, com a finalidade de lhe atribuir uma idade. Essa, por fim, dependerá dos níveis de concentração mensuráveis do isótopo a partir de uma gama de técnicas sofisticadas de detecção. O limiar da detecção reflete a meia vida do isótopo, sendo aqueles com meias-vidas mais curtas utilizados para a datação de processos e depósitos mais recentes (Tabela 1).

Tabela 1 – A meia-vida de isótopos de curta e longa vida utilizados nas geociências.

<b>Radionuclídeo</b>	<b>Meia-vida</b>	<b>Ambiente de origem</b>	<b>Principais Aplicações</b>
<sup>7</sup> Be	≅ 54dias	Natural; radiação cósmica e partículas energéticas do sol na atmosfera natural da Terra	Marcador natural
<sup>228</sup> Th	1,9 anos	Natural	Taxa de sedimentação em ambientes estuarinos
<sup>132</sup> Cs	2,0 anos	Partículas radioativas de Chernobyl	Sedimentos fluviais e lacustres
<sup>210</sup> Pb	22,8 anos	Natural	Sedimentos fluviais e lacustres
<sup>137</sup> Cs	30,3 anos	Testes de armas termonucleares e partículas radioativas e Chernobyl	Sedimentos fluviais e lacustres e taxas de erosão (diretamente)
<sup>32</sup> Si	≅ 140 anos	Precipitação natural na atmosfera e testes nucleares	Sedimentos lacustres e taxas de erosão
<sup>39</sup> Ar	269 anos	Gás nobre natural	Termocronologia neotectônica
<sup>241</sup> Am	432,2 anos	Testes de armas termonucleares	Sedimentos lacustres e taxas de erosão
<sup>14</sup> C	5.730 anos	Formação em elevadas altitudes através do impacto de raios cósmicos no nitrogênio e absorção por organismos vivos	Idades para soterramentos pós-morte, lagos, ambientes fluviais, glaciais, e sedimentos lamosos
<sup>36</sup> Cl	300.000 anos	Isótopo cosmogênico natural	Depósitos fluviais expostos e soterrados, e taxas de denudação
<sup>10</sup> Be	1.500.000 anos	Isótopo cosmogênico natural	Depósitos fluviais expostos e soterrados, e taxas de denudação
<sup>53</sup> Mn	3.700.000 anos	Isótopo cosmogênico natural encontrado em meteoritos	Intemperismo terrestre e evolução de modelados
<sup>26</sup> Al	7.100.000 anos	Isótopo cosmogênico natural	Depósitos fluviais expostos e soterrados, e taxas de denudação

Em linhas gerais a datação radiométrica se alicerça na ideia de que alguns isótopos radioativos de certos elementos (isótopo pai) se transformam em outro elemento (isótopo filho) obedecendo a uma taxa fixa de decaimento. A taxa de desintegração isotópica é dada por uma equação exponencial negativa [3] já bem estabelecida:

$$N/N_0 = e^{-\lambda t} \quad [3]$$

Na qual  $N$  é o número de átomos radioativos do isótopo pai no tempo  $t$  após a formação da rocha,  $N_0$  é o número original de átomos radioativos, e  $\lambda$  é a constante de decaimento. A meia-vida é o tempo necessário para reduzir o número inicial de isótopos pai pela metade, sendo igual a  $0,693/\lambda$ . Assim sendo, o nível de resolução da datação radiométrica decresce à medida que a meia vida do radioisótopo pai aumenta. Assim, radioisótopos com as meias-vidas mais curtas são usados para a datação de sedimentos mais jovens, resultando em melhores níveis de resolução e, portanto, maior confiabilidade dos resultados alcançados. Para materiais mais antigos que  $10^3$  anos, a resolução final é da ordem de  $10^1$  a  $10^2$  anos pelo método do carbono radioativo, enquanto que para materiais com idade entre  $10^7$  e  $10^8$  anos, a resolução restará na casa de  $10^6$  anos.

### *Radionuclídeos de Meia-vida Longa*

#### Carbono radioativo

Os isótopos de carbono radioativo são formados dentro da atmosfera terrestre como resultado do fluxo contínuo de raios cósmicos. O  $^{14}\text{C}$  constitui um dos mais importantes isótopos cosmogênicos, sendo encontrado em todos os materiais de origem orgânica. Assim como em outros radionuclídeos cosmogênicos a estimativa da taxa de produção é um aspecto crítico para o método de datação. Portanto, a partir da calibração da técnica com base na dendrocronologia de gimnospermas de longa-vida, como as da costa da Califórnia (EUA), e, mais recentemente, com base na comparação com as longas sequências de varvitos do Lago Suigetsu (Japão), foi possível estabelecer uma curva de calibração para o método atingindo muito mais que 10 Ka AP (BRONK RAMSEY, 2009).

Embora tendo sido estabelecido no final da década de 1940, o método do  $^{14}\text{C}$ , ainda é o mais utilizado de todas as técnicas de datação radiométrica, possuindo vasta literatura a seu respeito, sobretudo nas últimas décadas com os desenvolvimentos advindos da aplicação da espectrometria de aceleração de massa e dos métodos que permitem a remoção de contaminantes durante o processamento das amostras (HIGHAM et al., 2006), levando a uma drástica redução no tamanho mínimo das amostras para processamento, reduzidos em mais de 100 vezes, e permitindo datações confiáveis para além de 50 ka AP.

Nos modelados agradacionais, a datação por carbono radioativo pode ser utilizada em sedimentos fluviais sob diferentes aplicações: fornecendo idades máximas de solos, idades de atividade da matéria orgânica frágil, a exemplo das folhas, incorporadas nos sedimentos a partir de um único episódio de deposição, ou idades mínimas, tais como de solos orgânicos desenvolvidos sobre depósitos de enchentes (CHIVERRELL et al., 2007).

Quando material orgânico é mais robusto, como turfeiras e fragmentos de madeira, é incorporado nos sedimentos apenas como uma idade máxima da sedimentação, podendo ser determinada como resultado da janela-temporal (lapso de tempo) desconhecida entre a formação do material orgânico e sua incorporação no sedimento. Este problema é particularmente incidente sobre depósitos colúviais em ambientes de encosta, e podem

acabar por atribuir uma incerteza incontornável à escala de tempo da deposição. O uso da técnica neste tipo de ambiente deve aceitar de forma implícita que existe um nível considerável de ruído no sistema, que se torna proporcionalmente mais pronunciado em sequências com grande quantidade de matéria orgânica.

Assim, conquanto uma ferramenta de datação geomorfológica, o método depende fortemente do estabelecimento de correlações com outros *proxies* que permitam criar sequências cronológicas mais robustas da produção de sedimento em si, e não apenas dos estágios de relaxamento dos sistemas geomorfológicos com expansão da cobertura vegetal.

## A Série do Urânio

Esse grupo de técnicas de datação compreende a série de decaimento radioativo dos isótopos de urânio  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  e  $^{232}\text{U}$ , baseadas na medição do desequilíbrio radiométrico entre o  $^{230}\text{Th}$  e o  $^{234}\text{U}$ . O evento que pode ser datado mediante a aplicação desses métodos é o fechamento de um sistema geoquímico, que foi previamente perturbado por fracionamento químico. A série do urânio pode ser aplicada a carbonatos pedogenéticos (calcrete) ocorrendo tanto no interior quanto na superfície de corpos sedimentares, além de fósseis que contenham carbonato. As idades de pedogênese obtidas constituem idades mínimas, devido ao tempo transcorrido entre a sedimentação e a precipitação do carbonato serem desconhecidos. De fato, a literatura aponta para que esse lapso temporal pode atingir valores tão longos quanto 40.000 anos (SHARP et al., 2003). Desta forma, para fins de obtenção da idade de deposição do sedimento propriamente dito, antes que esse tenha passado pela pedogenização e formação de calcrete, faz-se necessário lançar mão de técnicas de datação absoluta de sedimentos terrígenos quaternários, como é o caso da Luminescência Opticamente Estimada, que será discutida mais adiante (Figura 4).

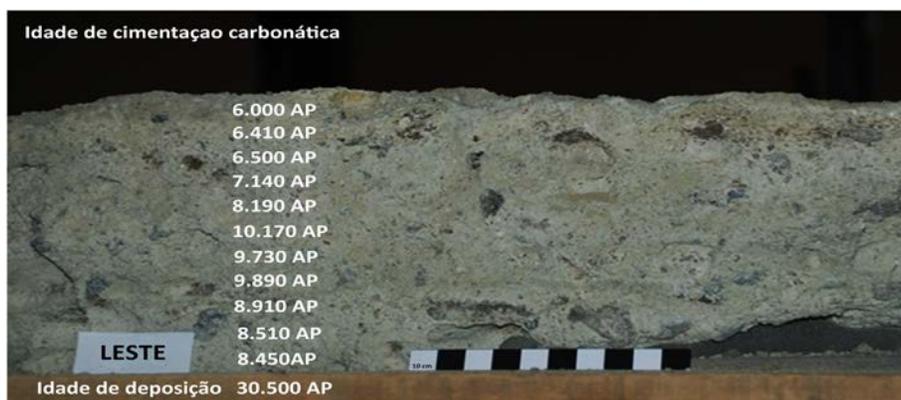


Figura 4 – Concreção carbonática de marmita de dissolução, Lagoa do Uri, Salgueiro, PE. As idades de formação do calcrete são até 20.000 anos mais recentes do que a deposição do material.

Fonte: Felice et al.(2013).

Usos recentes da série do urânio para datação em Geomorfologia utilizaram a abordagem da análise de isócronas (extração de múltiplas sub-amostras de um mesmo horizonte) a fim de corrigir possíveis contaminações por detritos, demonstrando que idades confiáveis podem ser obtidas para eventos geomórficos discretos tais como a aggradação ou abandono de um terraço fluvial (CANDY et al., 2005). Dentre as vantagens da datação pela série do urânio destaca-se o fato de sua abrangência temporal ser maior do que a do  $^{14}\text{C}$ , embora as aplicações se restrinjam aos ambientes de deposição carbonática, comumente associados aos sistemas morfo-genéticos mais secos como os do semiárido brasileiro.

## Radionuclídeos de Meia-vida Curta

Existem vários isótopos radioativos que apresentam meias-vidas curtas da ordem de apenas algumas décadas, e alguns deles vêm sendo utilizados em estudos geomorfológicos. Segundo GREGORY e GOUDIE (2011) os critérios para que um isótopo radioativo possa ser aplicado em procedimentos de datação geomorfológica obedecem a seguinte ordem de características desejáveis:

- O comportamento químico do isótopo deve ser bem conhecido.
- A meia-vida do isótopo deve ser bem conhecida.
- A quantidade inicial do isótopo por unidade do sedimento é conhecida ou pode ser estimada com precisão.
- O isótopo deve ser incorporado ao sedimento por adsorção em quantidades adequadas (nos sistemas sedimentares a adsorção se dá pela argila e materiais na fração coloidal).
- Uma vez ligado ao sedimento, as únicas mudanças de concentração do isótopo resultam do decaimento radioativo.
- A medição do isótopo deve ser procedida por técnicas prontamente replicáveis e que não consumam muito tempo e recursos.
- O isótopo deve apresentar uma abrangência temporal de detecção de suas meias-vidas efetiva para a escala dos processos que se deseja datar (geralmente na casa de 8 meias vidas).

O isótopo  $^{210}\text{Pb}$  é adequado para a datação de sedimentos recentes e estudos da paisagem e seus ecossistemas, nos quais as mudanças nas taxas de deposição tenham ocorrido ao longo dos últimos 150 anos. Como membro da série do  $^{238}\text{U}$ , o  $^{210}\text{Pb}$  está sujeito ao desequilíbrio juntamente com o seu parente distante  $^{226}\text{Ra}$  (Rádio) devido à atividade físico-química do isótopo intermediário (progenitor) em forma gasosa  $^{222}\text{Rn}$  (Radônio). O desequilíbrio radioativo surge quando o gás  $^{222}\text{Rn}$  escapa para a atmosfera. Com uma meia-vida de apenas 3,8 dias, o  $^{222}\text{Rn}$  decai através de uma série de isótopos de meia-vida muito curta até atingir a forma do  $^{210}\text{Pb}$ . Este processo produz um excedente de  $^{210}\text{Pb}$  na atmosfera e por subsequentemente na hidrosfera (LUBIS, 2006).

A precipitação deste material acaba por resultar em um excesso de  $^{210}\text{Pb}$  radioativo em relação ao  $^{210}\text{Pb}$  em equilíbrio com o  $^{226}\text{Ra}$  do ambiente já presente nos sedimentos. Este excesso de  $^{210}\text{Pb}$  fornece o mecanismo para avaliação de idades e histórias deposicionais recentes. Uma forma modificada dessa técnica também pode ser utilizada para

medir a erosão do solo em parcelas agrícolas. No entanto, o uso mais corrente do  $^{210}\text{Pb}$  em Geomorfologia consiste na medição de taxas recentes de erosão sobretudo em lagos e reservatórios (represas) (Figura 5).



Figura 5 – Coleta de amostra em sedimentos de colmatação de açudes no maciço da Serra da Baixa Verde, semiárido de Pernambuco.

Fonte: Os autores.

Há ainda os chamados de elementos “transurânicos” que foram lançados na atmosfera em escala global a partir da década de 1950, tendo como principal origem as emissões provenientes dos testes de armamentos nucleares. O primeiro destes isótopos a ser utilizado para datar sedimentos lacustres foi o  $^{137}\text{Cs}$ , cujos trabalhos pioneiros foram realizados no Lake District do Reino Unido (PENNINGTON *et al.*, 1973). Mais recentemente, outros radionuclídeos transurânicos, tais como o  $^{238}\text{Pu}$ ,  $^{239}\text{Pu}$ ,  $^{240}\text{Pu}$  (Plutônio) e

<sup>241</sup>Am (Amerício) também foram utilizados para aferir taxas de sedimentação em lagos (MICHEL et al., 2001). O uso desses isótopos abre a possibilidade de rastreamento e estimativa do fluxo de sedimento fino ao longo dos últimos 50 anos.

As aplicações destes isótopos, nos estudos geomorfológicos, geralmente se voltam para a determinação de taxas de transporte de sedimento fino ao longo das encostas para as planícies aluviais ou daqueles que ficam retidos em lagos e represas. O <sup>137</sup>Cs, em particular, tem sido largamente utilizado para o cálculo de estimativa tanto da taxa de sedimentação ao longo de planícies aluviais, quanto para medição da taxa de erosão a partir do truncamento de perfis de solo, tomando por referência solos que não apresentem sinais de erosão (ZHANG e WALLING, 2005). A literatura internacional aponta para uma crescente superposição desses métodos no que diz respeito aos estudos de origem de sedimento e taxas de erosão de curto prazo (Figura 6).

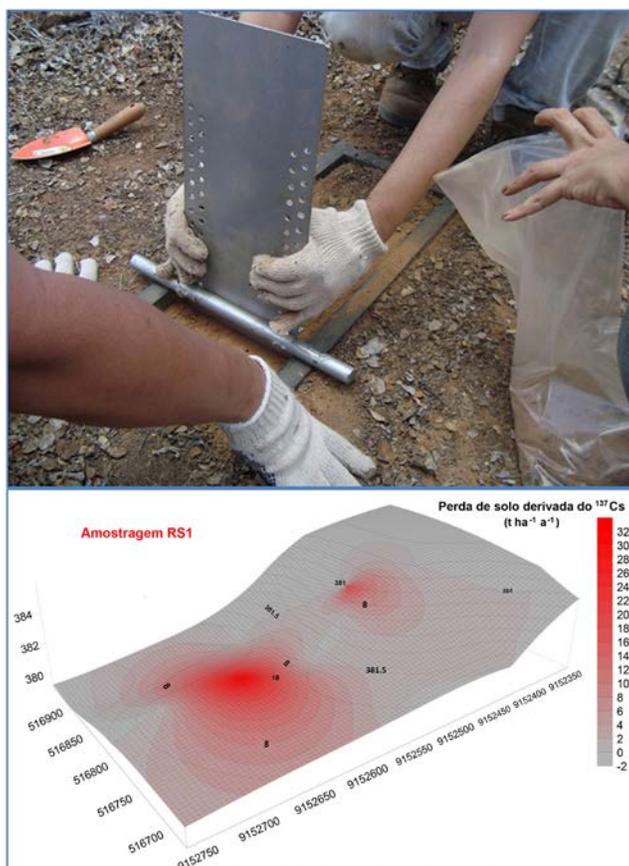


Figura 6 – *Scrape Plate* utilizado para coleta de amostras para análise de <sup>137</sup>Cs com incremento a cada 3 cm de profundidade e padrões espaciais computados de erosão dos solos em um perfil de encosta no riacho Salgado, Belém do São Francisco, Pernambuco. Fonte: Azambuja (2012).

## Dosimetria de Radiação

A aplicação da técnica de datação do carbono radioativo limita-se a formas do Pleistoceno Superior e Holoceno nas quais se encontrem material orgânico adequado incorporado aos sedimentos. Tais limitações não existem nas metodologias baseadas na dosimetria de radiação, e por essa razão a termoluminescência (TL) e a luminescência opticamente estimulada (LOE) alcançaram tanto potencial para a Geomorfologia. O princípio norteador deste método de datação é a acumulação de energia nos minerais cristalinos – sobretudo quartzo e feldspato – como função do tempo de exposição desses materiais à radiação ambiental natural de baixa intensidade e de origem cósmica, onipresente em todos os contextos deposicionais.

Atualmente três técnicas de datação dosimétricas são utilizadas com maior ou menor intensidade nas aplicações geomorfológicas: Termoluminescência (TL), Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) e a Ressonância do Spin do Elétron (RSE), também denominada em português de Ressonância Paramagnética Eletrônica (RPE). A diferença básica entre estes três métodos é a forma como a energia acumulada nos minerais é liberada e detectada. Além disso, a sensibilidade das três abordagens ao processo de “zeramento” do sinal por exposição à luz do é distinta. A técnica da LOE apresenta as características mais efetivas de perda do sinal luminescente (zeramento) por exposição à luz solar, tornando-se assim o método mais efetivo para a datação de sedimentos provenientes de ambientes de deposição aquosos, como é o caso dos ambientes fluviais (JAIN et al., 2004). Não obstante, no caso de sedimentos provenientes de terraços e outras formas de acumulação de origem fluvial, problemas de sub-exposição à luz do dia e variações nas respostas de sensibilidade dos materiais datados devem ser investigados com bastante cautela. Dentre esses, deve-se investigar as amostras de grãos de quartzo que frequentemente não apresentam zeramento total, a contaminação por feldspato – difícil de separar do quartzo por métodos de densidade – e desequilíbrios na dose anual de radiação decorrentes da presença de concentrações variáveis de urânio dentro das várias camadas que integram um depósito.

Até mesmo os depósitos coluviais com pouca distância de transporte podem ser datados com êxito pelo método da LOE (CORRÊA, 2001; BEZERRA et al., 2008; GURGEL et al., 2013). Dois testes essenciais para verificar a confiabilidade das idades obtidas por LOE são o ordenamento estratigráfico das idades em uma sequência vertical e o levantamento de divergências encontradas na dosimetria ambiental dentro de um mesmo nível estratigráfico ou camada (BROWN et al., 2010). No caso da TL, o comportamento do zeramento é menos confiável, assim como no caso da RPE. Não obstante, avanços recentes, como a análise de grãos isolados, permitem a extração unicamente daqueles que apresentem boas características de zeramento (BEERTEN e STESMANS, 2005).

## Luminescência

A família dos métodos de datação baseados na luminescência tem o seu mecanismo de operação assentado sobre o decaimento radioativo. Eles medem um sinal que se relaciona com a transferência de elétrons, a partir de defeitos inerentes aos materiais cristalinos

semicondutores (STOKES, 1999), sobretudo o quartzo e o feldspato. Os defeitos são próprios à estrutura cristalográfica dos minerais. Esses métodos são capazes de estabelecer o período de tempo transcorrido desde que a população aprisionada de elétrons foi liberada pela última vez. O evento de liberação da carga acumulada para os materiais sedimentares é o instante em que este material foi exposto à luz diurna pela última vez, antes de ser recoberto por novo episódio deposicional. A técnica se impôs a partir da década de 1980 e das contribuições de HUNTLEY et al. (1985; 1988). A descoberta mais significativa foi, sem dúvida, a da possibilidade de medir o sinal de luminescência diretamente relacionado à carga da população de elétrons aprisionada no cristal, mediante estímulo luminoso, assim definindo o próprio método da LOE (Luminescência Ópticamente Estimulada).

Segundo Stokes (1999) a abordagem teórica da LOE é mais coerente do que a da TL (Termoluminescência), muito utilizada até o surgimento do novo método, principalmente ao ser aplicada a depósitos sedimentares de ambientes aquosos, pois o mecanismo de liberação das cargas aprisionadas por fotoestímulo é mais próximo do natural, decorrente da iluminação solar, do que o térmico, utilizado pela TL.

O método da LOE presume que qualquer carga pretérita de elétrons contida em um sedimento é substancialmente reduzida, ou completamente removida, durante os processos de erosão, transporte e sedimentação, restando apenas uma pequena carga residual não removível. Geoffrey-Smith et al., (1988) demonstraram que no caso do quartzo e do feldspato, a redução do sinal por estímulo óptico chega a níveis muito baixos, obtendo-se valores residuais inferiores a 5% da carga inicial após uma exposição à luz do sol por um minuto.

Rendell et al. (1994) também demonstraram a eficácia do esvaziamento do sinal de luminescência óptica no quartzo e no feldspato, após uma exposição a três horas de luz, a uma profundidade de 12 metros sob a água, apesar de o espectro solar ser substancialmente atenuado a esta profundidade. Esses experimentos confirmaram a melhor adequação do método da LOE para a datação de sedimentos de encosta e fluviais depositados em condições subaquosas. Contudo, se o transporte de sedimento ocorrer em fluidos de elevada turbidez, a luz solar pode não proceder ao zeramento completo dos sedimentos, e neste caso a datação por luminescência pode sobre-estimar a idade do depósito.

A datação por luminescência tem sido usada de forma crescente nas últimas décadas para os sedimentos estruturadores das formas de agradação quaternárias (AITKEN, 1998; MURRAY e WINTLE, 2000; DULLER et al., 2003). As vantagens do método da LOE sobre os demais procedimentos de datação de sedimentos recentes, como o  $^{14}\text{C}$  por exemplo, advém do fato deste explorar uma propriedade física – a luminescência – inerente aos sólidos cristalinos (minerais) encontrados no próprio depósito, prioritariamente o quartzo e os feldspatos. Assim sendo, a LOE se converte em método de datação absoluta de eventos deposicionais. Sua abrangência temporal vai desde cerca de 100 anos AP até 1Ma, dependendo dos níveis de saturação do material analisado (AITKEN, 1998; WAGNER, 1998), portanto o método da LOE se presta para a datação de eventos deposicionais ocorridos ao longo do Quaternário, desde aqueles relacionados a eventos climáticos regionais de grande magnitude (mudanças nos padrões de circulação regional), ou a eventos tectônicos que afetaram a rede de drenagem (inversões e capturas por soerguimento das cabeceiras), até episódios erosivos recentes desencadeados por alterações nos padrões de uso do solo (Figura 7).



Figura 7 – Tubo PVC introduzido em perfil para coleta de amostra para datação por LOE de colúvios da Serra da Baixa Verde, Pernambuco. O material amostrado precisa ser protegido da luz para evitar o “zeramento” da amostra pela exposição à luz.

Fonte: Tavares (2015).

A técnica é baseada nos efeitos ionizantes da radioatividade natural proveniente de minerais que contêm potássio, tório e urânio. Os elétrons são liberados do seu estado estável por uma adição de energia ao sistema, como quando são expostos à radiação ionizante proveniente do decaimento radioativo. Uma vez aprisionados, uma parte da população de elétrons pode se fixar em áreas defeituosas, tornando-se estáveis, até que uma nova adição de energia seja introduzida por via óptica ou térmica. Esta energia adicional supera um patamar de ativação e permite que os elétrons se combinem a “vazios” nos centros de recombinação. Os elétrons, então, retornam ao seu estado de base e se o centro de recombinação for do tipo luminescente, a energia é emitida em forma de fótons. Uma emissão de luminescência que se segue ao estímulo ótico é chamada de LOE, enquanto que aquela que se segue a um estímulo térmico denomina-se TL.

Conforme já mencionado, a luminescência opticamente estimulada (LOE) pode ser utilizada para estimar o tempo transcorrido desde que os clastos componentes de um se-

dimento foram expostos pela última vez à luz do sol. Portanto, a técnica fornece a idade da última estabilização do depósito. Considerando-se que a luminescência nos minerais naturais é uma função da exposição à radiação ambiental, e que pode ser esvaziada por exposição à luz durante o transporte e a deposição, a forma básica para o cálculo da idade por luminescência pode ser expressa pela equação [4]:

$$\text{Idade} = \text{Paleodose} / \text{Dose Ambiental} \quad [4]$$

A paleodose também é conhecida como dose equivalente (ED), e corresponde à radiação ionizante do decaimento dos isótopos de urânio, tório e potássio, incluindo-se uma contribuição menor da radiação cósmica, à qual o material esteve exposto desde a sua deposição.

A dose ambiental corresponde à taxa com que a amostra foi exposta à radiação ionizante e, portanto, à taxa pela qual a população de elétrons foi acumulada. Se o intervalo de tempo considerado for igual a um ano, refere-se a esta taxa como “Dose Anual”. O cálculo da dose anual pode ainda ser complicado, atenuado, pelos níveis de umidade ambiental e outros fatores como o intemperismo químico, de maneira que a sua fórmula final [5] pode ser expressa da seguinte forma:

$$D_a = 0,92 (D\beta) / 1 + 1,25 H_2O + D\chi / 1 + 1,14 H_2O + D_c + (D\beta_i) \quad [5]$$

onde  $D_a$  (dose anual),  $D\beta$  (dose de radiação beta),  $H_2O$  (teor de água da amostra, expresso de 0 a 1),  $D\chi$  (dose de radiação gama),  $D_c$  (dose de radiação cósmica),  $D\beta_i$  (dose de radiação beta interna oriunda do  $K_{40}$  para as amostras de K-feldspato)

A datação óptica vale-se do fato de que a luz do sol libera os elétrons de armadilhas sensíveis existentes na estrutura cristalográfica do cristal de quartzo ou feldspato. A liberação dos elétrons aprisionados por estímulo luminoso reduz o sinal da LOE a zero. Quando os grãos são soterrados e permanecem fora do alcance da luz solar, eles começam a acumular uma população de elétrons aprisionados devido ao efeito da radiação ionizante emitida pelo decaimento de radioisótopos contidos no próprio depósito. Uma parte desta radioatividade natural origina-se dentro dos próprios grãos de quartzo e feldspato (radiação beta), mas a dose de radiação é oriunda, principalmente, do depósito em si (radiação gama). Se o fluxo de radiação ionizante for constante, então o tempo de soterramento pode ser determinado pela medição da dose armazenada nos grãos, dividida pelo fluxo da radiação ionizante ambiental (dose ambiental). A dose ambiental é uma medida do valor da radiação ionizante à qual o mineral é submetido. Esta pode ser determinada pelos métodos da ativação de nêutrons, pela  $\beta$ TLD (dose de termoluminescência da radiação beta) e pela espectrometria gama de alta resolução que permite ainda verificar a ocorrência de equilíbrio radioativo no depósito.

Em circunstâncias nas quais os sedimentos não foram suficientemente expostos à luz solar antes da deposição, as técnicas normais de LOE superestimam o tempo decorrido desde o último soterramento. Por esta razão, deve-se estabelecer, a partir de diversos pré-testes, a viabilidade da datação. Segundo Clarke et al., (1999), os sedimentos que sofreram um “zeramento” adequado do sinal de luminescência durante o transporte exi-

birão uma dose acumulada de radiação similar, desde que o material tenha uma sensibilidade homogênea à radiação ambiental ionizante – daí a necessidade de verificar a consistência mineralógica do material a ser datado. Também é necessário que a radiação ambiental tenha se mantido homogênea ao longo do tempo considerado, sem que tenha ocorrido substancial “desequilíbrio” devido a fatores externos, como um acentuado intemperismo químico.

Buscando superar o problema da falta de zeramento ou zeramento parcial do sinal de luminescência, no caso da deposição em ambiente aquoso, como os depósitos fluviais, alguns procedimentos têm sido implementados nos estudos mais recentes (FUCHS e WAGNER, 2005; THOMAS et al., 2005). Uma dessas abordagens é a redução do número de amostras para pequenas alíquotas ou mesmos grãos isolados. Essa técnica baseia-se na suposição de que amostras com zeramento insuficiente são constituídas por uma mistura de grãos de minerais com diversos níveis de zeramento, desde total até parcial ou incompleto. Assim, a medição da luminescência de várias alíquotas resultaria em uma distribuição específica. O setor da distribuição com os menores valores de luminescência acumulada representaria as subamostras com as melhores características de zeramento, logo supostamente mais adequadas para estabelecer a idade de deposição do material (OLLEY et al., 1999). Deste desenvolvimento surgiu o protocolo agora altamente difundido de uso de alíquotas simples – *Single Aliquote Regenerative method* ou SAR (STEVENS et al., 2008), que vem possibilitando estender a abrangência temporal da técnica para além do episódio paleomagnético Brunhes–Matuyama.

## Traço de Fissão

A datação por traço de fissão também está baseada em isótopos radioativos como o  $^{238}\text{U}$  (que ocorre no zircão, esfeno e apatita) que emitem partículas alfa que causam danos à estrutura cristalina dos minerais, chamados de “traços de fissão”. A densidade dos traços de fissão aumenta com a idade. Para que um traço de fissão seja formado, a temperatura do mineral deve estar abaixo de uma determinada faixa, chamada de temperatura de fechamento (cerca de 300°C para o zircão e aproximadamente 100°C para a apatita). Assim sendo, a idade registrada é aquela equivalente ao momento em que o mineral, em resfriamento, passou pela temperatura de fechamento, normalmente um intervalo de algumas dezenas de graus centígrados.

A principal aplicação geológica/geomorfológica da análise de traço de fissão é a de determinar a história de soerguimento e exumação/denudação de uma determinada área. Se o gradiente geotérmico da área amostrada for bem conhecido, é possível determinar o tempo transcorrido desde que o mineral alvo do estudo cruzou a temperatura de fechamento a determinada profundidade da superfície atual do terreno.

Deste modo, termocronômetros de baixa temperatura como a apatita e o zircão acumulam uma idade de traço de fissão como resultado da fissão espontânea do  $^{238}\text{U}$  que permite determinar o tempo transcorrido desde que os grãos esfriaram, passando por faixas de temperatura entre ~ 100°C ou 300°C, respectivamente. Essa propriedade tem sido utilizada para estimar a evolução termotectônica ou estratigrafia de traço de fissão (LISKER et al., 2009), que nesse caso inclui a estratigrafia do traço de fissão da

apatita (TFA). Percebe-se, no entanto, que o método é mais útil se aplicado em faixas móveis ativas, com elevadas taxas de soerguimento, permitindo a detecção de eventos de esfriamento da apatita e formação de traços datados do Terciário Médio e até mesmo do Pleistoceno. Nessas áreas, de fato, o método tem sido acoplado a outras formas de datação de superfícies e sedimentos, como os isótopos cosmogênicos e LOE, e têm demonstrado um comportamento de soerguimento contínuo em certas margens ativas de continentes, ou até mesmo do noroeste da Europa, que pode haver sido desencadeado pela denudação em combinação com forçantes climáticas, como os ciclos de Milankovitch (BRIDGLAND e WESTAWAY, 2007).

Dentre os métodos disponíveis para estimar a quantidade de denudação sofrida por uma área, o Traço de Fissão da Apatita (TFA) é correntemente utilizado em virtude de fornecer a história térmica das rochas para o intervalo entre 60° e 110°C. Esta temperatura de fechamento para os TFA, no caso das litologias cristalinas que constituem o arcabouço geológico de grande parte do Brasil, encontra-se a cerca de 3-4 km de profundidade – dado o gradiente geotérmico nesse contexto geográfico – o que de fato sugere que a técnica é adequada para o esclarecimento da denudação pós-separação continental, até o limiar do Cenozoico. Todavia, para o contexto geotectônico brasileiro, a mesma não resgata os movimentos crustais de menor alcance, sobretudo aqueles ocorridos a partir do limiar Terciário/Quaternário. Assim os dados obtidos são idealmente utilizados para inferir cronologias de denudação de longo prazo (> 10<sup>6</sup> anos), sendo necessária sua integração com outras técnicas para a elucidação de eventos mais recentes.

## Considerações Finais

Obviamente nenhum método de datação é isento de falhas e problemas em sua aplicação, desde o custo excessivo até a atuação de uma gama de fatores que podem resultar em idades errôneas ou de significado duvidoso. Além disso, conquanto a precisão e a acurácia da datação de sedimentos individuais aumentam, importantes problemas ainda permanecem no que concerne ao significado das idades obtidas em termos do que podem refletir em relação às mudanças ocorridas na paisagem.

Um exemplo pode ser dado a partir da abertura de uma seção estratigráfica, vertical, dentro de um depósito rudáceo de preenchimento de marmitas de dissolução articuladas à rede de drenagem, comuns nos pedimentos rochosos do semiárido brasileiro, com idades obtidas a cada 50 cm. De fato, o que essas idades realmente traduzem em termos de como as condições de aridez/semi-aridez, torrencialidade dos fluxos superficiais e aporte de sedimento mudaram ao longo da escala de tempo medida? Será que a falta de sedimento de um período em particular significa que nenhum sedimento foi depositado? E, se for o caso, por que isso ocorrerá? Será que as condições foram demasiado secas em dados momentos e, portanto, destituídas de escoamento superficial significativo, ou o suprimento de sedimento não era adequado, ou mesmo a vegetação tenha retido as frações que poderiam ser destacadas pelo fluxo laminar não canalizado? Ou ainda, será que a falta de sedimento de um período pressupõe uma fase erosiva, com criação de novo espaço de acomodação para os sedimentos da fase subsequente? (Figura 8).

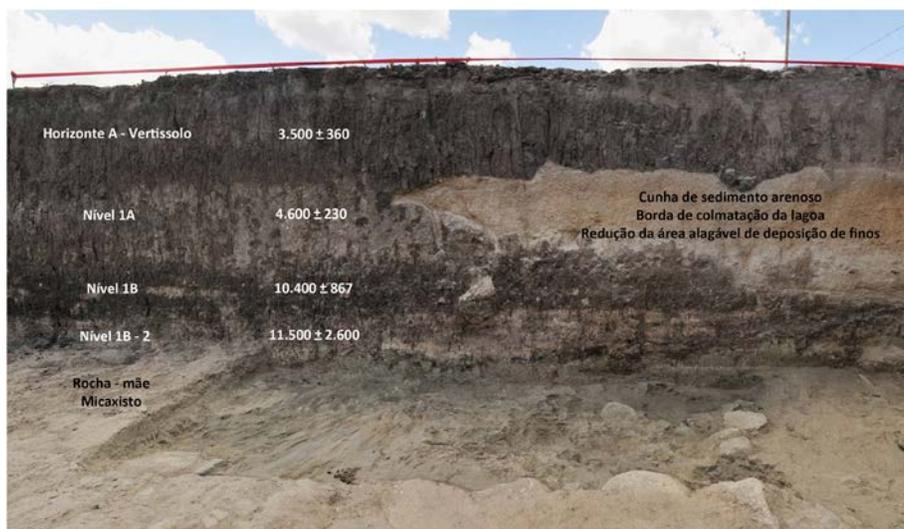


Figura 8 – Depósito de preenchimento de marmita de dissolução com níveis datados por LOE, e significativos hiatos deposicionais. Lagoa do Uri, Salgueiro, Pernambuco. Fonte: Mützenberg et al. (2013).

Efetivamente, a Geomorfologia avançou bastante nas últimas décadas no registro dos processos formativos que se refletem nos mais diversos tipos de modelados agradacionais, embora ainda reste muita incerteza sobre o que realmente essas áreas de estocagem na paisagem significam. Esse é apenas um exemplo de como os geomorfólogos contemporâneos, lidando com as questões concernentes à relação forma-processo em paisagens funcionais atuais, podem contribuir diretamente para a compreensão das questões evolutivas acerca de paisagens pretéritas.

## Referências Bibliográficas

AITKEN, M. J. *An Introduction to Optical Dating: the Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-Stimulated Luminescence*. Oxford: Oxford University Press, 1998. 267p.

AZAMBUJA, R. N. *Dinâmica superficial em uma bacia de drenagem semiárida: um estudo de caso da bacia do riacho Salgado — PE*. Recife, PE. 247f. 2012. Tese (Doutorado) — Universidade Federal de Pernambuco, 2012.

BEERTEN, K.; STESMANS, A. Single quartz grain electron spin resonance (ESR) dating of a contemporary desert surface deposit, Eastern Desert, Egypt. *Quaternary Science Reviews*, v. 24, p. 223-231, 2005.

BEZERRA, F. H. R.; BRITO NEVES, B. B.; CORRÊA, A. C. B.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin — The Cariatá trough, northeastern Brazil. *Geomorphology*, v. 97, p. 555-582, 2008.

BIERMAN, P. R. Using in situ cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review from the geomorphic perspective. *Journal of Geophysical Research* (special issue on Tectonics and Topography), v. 99, B-7, p. 13885-13896, 1994.

\_\_\_\_\_; MARSELLA, K. A.; DAVIS, P. T.; PATTERSON, C.; CAFFEE, M. Mid-Pleistocene cosmogenic minimum-age limits for pre-Wisconsinan glacial surfaces in southwestern Minnesota and southern Baffin Island — a multiple nuclide approach. *Geomorphology*, v. 27, n. 1/2, p. 25-40, 1999.

\_\_\_\_\_; CAFFEE, M. Steady state rates of rock surface erosion and sediment production across the hyperarid Namib Desert and the Namibian escarpment, southern Africa. *American Journal of Science*, v. 301, p. 326-358, 2001.

BRIDGLAND, D. R.; WESTAWAY, R. Preservation patterns of late Cenozoic fluvial deposits and their implications: results from IGCP 449. *Quaternary International*, v. 189, p. 5-38, 2007.

BRONK RAMSEY, C. Dealing with outliers and offsets in radiocarbon dating. *Radiocarbon*, v. 51, n. 3, p. 1-28, 2009.

BROWN, A. G.; BASELL, L. S.; TOMS, P. S.; BENNETT, J.; HOSFIELD, R. T.; SCRIVENER, R. C. Late Pleistocene evolution of the Exe Valley: a chronostratigraphic model of terrace formation and its implications for Paleolithic Archaeology. *Quaternary Science Reviews*, v. 29, p. 897-912, 2010.

\_\_\_\_\_. Holocene floodplain sedimentation and channel response of the lower River Severn. *Zeitschrift für Geomorphologie*, v. 31, p. 293-310, 1987.

CANDY, I.; BLACK, S.; SELLWOOD, B. W. U-series isochron dating of immature and mature calcretes as a basis for constructing Quaternary landform chronologies for the Sorbas basin, southeast Spain. *Quaternary Research*, v. 64, p. 100-111, 2005.

CHIVERRELL, R. C.; HARVEY, A. M.; FOSTER, G. C. Hillslope gullying in the Solway Firth — Morecambe Bay region, Great Britain: responses to human impact and/or climatic deterioration? *Geomorphology*, v. 84, p. 317-343, 2007.

CLARKE, M. L.; RENDELL, H. M.; WINTLE, A. G. Quality assurance in luminescence dating. *Geomorphology*, v. 29, p. 173-185, 1999.

COCKBURN, H. A. P.; SUMMERFIELD, M. A. Geomorphological applications of cosmogenic isotope analysis. *Progress in Physical Geography*, v. 28, n. 1:1-42, 2004.

CORRÊA, A. C. B. *Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil*. Rio Claro, SP. 386f. 2001. Tese (Doutorado) — Universidade Estadual Paulista, 2001.

DULLER, G. A. T., BOTTER-JENSEN, L., MURRAY, A. S. Combining infrared and green-laser stimulation sources in single-grain luminescence measurements of feldspar and quartz. *Radiation Measurements*, v. 37, p. 543-550, 2003.

FELICE, G. D.; PESSIS, A. M.; CORRÊA, A. C. B.; GUIDON, N.; LOURDEAU, A.; PAGLI, M.; MÜTZENBERG, D.; MACEDO, A. O. Microescavação de amostra da concreção carbonática da Lagoa Uri de Cima: gênese e tafonomia. *Fundamentos X*, v.1, n. 10, p. 69-99, 2013.

FUCHS, M.; WAGNER, G. A. The chronostratigraphy and geoarchaeological significance of an alluvial geoarchive: comparative OSL and AMS <sup>14</sup>C dating from Greece. *Archaeometry*, v. 47, p. 849-860, 2005.

GEOFFREY-SMITH, D. I.; HUNTLEY, D. J.; CHEN, W. H. Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts. *Quaternary Science Reviews*, v. 7, p. 373-380, 1988.

GILLESPIE, A. R.; BIERMAN, P. Precision of terrestrial exposure ages and erosion rates from analysis of in-situ produced cosmogenic isotopes. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, n. 12, p. 24637-24649, 1995.

GOSSE, J. C.; PHILLIPS, F. M. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, v. 20, p. 1475-2560, 2001.

GOUDIE, A. S. *Arid and Semi-Arid Geomorphology*. Nova York: Cambridge University Press. 2013. 461p.

\_\_\_\_\_; VILES, H. A. *Landscapes and Geomorphology: A very short introduction*. Oxford: Oxford University Press, 2010. 144p.

GREGORY, K. J.; GOUDIE, A. S. (Eds.). *The SAGE Handbook of Geomorphology*. Nova York: SAGE Pub USA, 2011. 610p.

GURGEL, S. P. P.; BEZERRA, F. H. R.; CORRÊA, A. C. B.; MARQUES, F. O.; MAIA, R. P. Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil. *Geomorphology*, v. 186, p. 68-84, 2013.

HIGHAM, T. G.; JACOBI, R. M.; BRONK RAMSEY, C. AMS radiocarbon dating of ancient bone using ultrafiltration. *Radiocarbon*, v. 48, p. 179-195, 2006.

HUMPHREY, N. F.; HELLER, P. L. Natural oscillations in coupled geomorphic systems: an alternative origin for cyclic sedimentation. *Geology*, v. 23, p. 499-502, 1995.

HUNTLEY, D. J.; GODFREY-SMITH, D. I.; THEWALT, M. L. W. Optical dating of sediments. *Nature*, v. 313, p. 105-107, 1985.

\_\_\_\_\_; GODFREY-SMITH, D. I.; THEWALT, M. L. W.; BERGER, G. W. Thermoluminescence spectra of some mineral samples relevant to thermoluminescence dating. *Journal of Luminescence*, v. 39, p. 123-136, 1988.

JAIN, M.; MURRAY, A. S.; BOTTER-JESEN, L. Optically stimulated luminescence dating: How significant is incomplete light exposure in fluvial environments? *Quaternaire*, v. 15, p. 143-157, 2004.

LISKER, F.; VENTURA, B.; GLASMACHER, U. A. Apatite thermochronology in modern geology. *Geological Society*, Londres, Special Publications, v. 324, p. 1-23, 2009.

MICHEL, H.; BARCI-FUNEL, G.; DALMASSO, J.; ARDISSON, G.; APPLEBY, P. G.; HAWORTH, E.; EL-DAOUSHY, F. Plutonium, americium and cesium records in sediment cores from Blelham Tarn, Cumbria (UK). *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, v. 247, p. 107-110, 2001.

MURRAY, A. S.; WINTLE, A.G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurement*, v. 32, p. 57-73, 2000.

MÜTZENBERG, D.; CORRÊA, A. C. B.; CISNEIROS, D.; VIDA, I. A.; FELICE, G. D.; SILVA, D. G.; KHOURY, H.; LIBONATI, R. Sítio arqueológico Lagoa Uri de Cima: cronostratigrafia de eventos paleoambientais no semiárido nordestino. *Fundamentos X*, v. 1, n. 10, p. 51-68, 2013.

OLLEY, J. M.; CAITCHEON, G. G.; ROBERTS, R. G. The origin of dose distributions in fluvial sediments, and the prospect of dating single grains from fluvial deposits using optically stimulated luminescence. *Radiation Measurements*, v. 30, p. 207-217, 1999.

OLLIER, C. *Tectonics landforms*. Londres: Longman Group, 1981. 324p.

ORME, A. R. The Cycle of Erosion: Changing Times, Changing Science. In: AGNEW, J. A.; LIVINGSTONE, D. N. *The SAGE Handbook of Geographical Knowledge*. Londres: SAGE, 2011, 636p.

PELTIER, L. The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. *Annals of the Association of American Geographers*, v. 40, p. 214-236, 1950.

PENNINGTON, W.; TUTIN, T.; CAMBRAY, R.; FISHER, E. Observations on lake sediments using fallout <sup>137</sup>Cs as a tracer. *Nature*, v. 242, p. 324-326, 1973.

RENDELL, H. M.; WEBSTER, S. E.; SHEFFER, N. L. Underwater bleaching of signals from sediment grains: new experimental data. *Quaternary Science Reviews*, v. 13, p. 433-435, 1994.

RHOADS, B. L. Beyond pragmatism: the value of philosophical discourse for physical geography with emphasis on geomorphology. *Annals Association of American Geographer*, v. 89, 1999.

SHACKLETON, N. J. The 100,000-Year Ice-Age Cycle Identified and Found to Lag Temperature, Carbon Dioxide, and Orbital Eccentricity. *Science*, v. 289, p. 1897-1902, 2000.

SHARP, W. D.; LUDWIG, K. R.; CHADWICK, O. A.; AMUNDSON, R.; GLASER, L. L. Dating fluvial terraces by  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  on pedogenic carbonate, Wind River Basin, Wyoming. *Quaternary Research*, v. 59, p. 139-150, 2003.

STEVENS, T.; LU, H.; THOMAS, D. S. G.; ARMITAGE, S. J. Optical dating of abrupt shifts in the late Pleistocene East Asian monsoon. *Geology*, v. 36, n. 5, p. 415-418, 2008.

STOKES, S. Luminescence dating applications in geomorphological research. *Geomorphology*, v. 29, p. 153-171, 1999.

TAVARES, B. A. C. *Evolução morfotectônica dos pedimentos embutidos do Planalto da Borborema*. Recife, PE. 251f. 2015. Tese (Doutorado) — Universidade Federal de Pernambuco, 2015.

THOMAS, P. J.; JAIN, M.; JUYAL, N.; SINGHVI, A. K. Comparison of single-grain and small-aliquot OSL dose estimates in <3000 years old river sediments from South India. *Radiation Measurements*, v. 39, p. 457-469, 2005.

TRICART, J.; CAILLEUX, A. *Introduction to Climatic Geomorphology*. Londres: Longman, 1972. 321p.

VANCE, D.; BICKLE, M.; IVY-OCHS, S.; KUBIK, P. W. Erosion and exhumation in the Himalaya from cosmogenic isotope inventories of river sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 206, p. 273-288, 2003.

WAGNER, G. A. *Age Determination of Young Rocks and Artifacts: physical and chemical clocks in Quaternary geology and archaeology*. Nova York: Springer, 1998. 466p.

ZHANG, X.; WALLING, D. E. Characterizing land surface erosion from Cesium-137 profiles in lake and reservoir sediments. *Journal Environmental Quality*, v. 34, p. 514-23, 2005.

Recebido em: 16/06/2016

Aceito em: 30/6/2016