



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**Marcel Rocha Soares Lopes**

**EQUILÍBRIO E DESEQUILÍBRIO ENTRE TAXAS DE EROÇÃO EM DIFERENTES  
LITOLOGIAS, BACIA DO RIO DA PRATA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG:  
UMA ABORDAGEM POR MÚLTIPLOS NUCLÍDEOS COSMOGÊNICOS  
(<sup>10</sup>Be, <sup>26</sup>Al e <sup>21</sup>Ne) PRODUZIDOS *IN SITU***

**Tese de Doutorado**

**UFRJ  
Rio de Janeiro  
2012**



**Marcel Rocha Soares Lopes**

**EQUILÍBRIO E DESEQUILÍBRIO ENTRE TAXAS DE EROÇÃO EM DIFERENTES  
LITOLOGIAS, BACIA DO RIO DA PRATA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG:  
UMA ABORDAGEM POR MÚLTIPLOS NUCLÍDEOS COSMOGÊNICOS  
(<sup>10</sup>Be, <sup>26</sup>Al e <sup>21</sup>Ne) PRODUZIDOS *IN SITU***

Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário para obtenção do grau de DSc. em Geografia.

Orientador:  
Nelson Ferreira Fernandes

Co-orientador:  
André Augusto Rodrigues Salgado - UFMG

**Rio de Janeiro  
Março de 2012**

S237 Lopes, Marcel Rocha Soares

Equilíbrio e desequilíbrio entre taxas de processos geomórficos em diferentes litologias, bacia do rio da Prata, Quadrilátero Ferrífero, MG: uma abordagem por múltiplos nuclídeos cosmogênicos ( $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$  e  $^{21}\text{Ne}$ ) produzidos *in situ* / Marcel Rocha Soares Lopes. Rio de Janeiro, 2012. xxii, 163 f.: il.

Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Instituto de Geociências, 2012.

Orientador: Nelson Ferreira Fernandes (UFRJ)

Co-orientador: André Augusto Rodrigues Salgado (UFMG)

1. Equilíbrio dinâmico. 2. Taxas de erosão. 3. Nuclídeos cosmogênicos – Teses. I. Fernandes, Nelson Ferreira (orient.). II. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Instituto de Geociências. III. Título Departamento de Geografia.

CDD:658.4

**Marcel Rocha Soares Lopes**

**EQUILÍBRIO E DESEQUILÍBRIO ENTRE TAXAS DE EROÇÃO EM DIFERENTES  
LITOLOGIAS, BACIA DO RIO DA PRATA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG:  
UMA ABORDAGEM POR MÚLTIPLOS NUCLÍDEOS COSMOGÊNICOS  
(<sup>10</sup>Be, <sup>26</sup>Al e <sup>21</sup>Ne) PRODUZIDOS *IN SITU***

Tese de Doutorado em Geografia, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário para obtenção do grau de DSc. em Geografia.

Orientador:  
Nelson Ferreira Fernandes

Co-orientador:  
André Augusto Rodrigues Salgado - UFMG

**Aprovada em:**

**Por:**

**Orientador:**

**Co-orientador:**

*Em memória de  
Zeny Brasil da Rocha  
e Marcos Brasil da Rocha*

## AGRADECIMENTOS

---

- Ao meu orientador Prof. Dr. Nelson Ferreira Fernandes por me aceitar como orientando em 2007 e me propor esse desafio;
- Ao Conselho Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento (CNPq) por ter me concedido a bolsa de Doutorado através do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro;
- Ao meu co-orientador Prof. Dr. André Augusto Rodrigues Salgado da Universidade Federal de Minas Gerais pelos incentivos, por co-orientar este trabalho desde 2008, pelo apoio incansável nas tarefas de campo e laboratório, sem as quais esse trabalho não seria possível e pelas estadias em Caeté e Belo Horizonte;
- À Fundação de Amparo à Pesquisa de Minas Gerais (FAPEMIG) e ao Conselho Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento (CNPq) pelo financiamento dos trabalhos de campo;
- Aos Prof. Dr. Claudio Limeira Mello pelas discussões em aula e em campo sobre processos geológico-geomorfológicos nas disciplinas do Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro;
- Aos Profs. Drs. Claudio Limeira Mello e Maria Naíse Oliveira Peixoto, dos Departamentos de Geologia e Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, respectivamente, pela participação e contribuição no meu exame de qualificação de Doutorado no Programa de Pós-Graduação em Geografia da mesma Universidade;
- Aos técnicos do Lab. Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, Ricardo, Bruno pela ajuda na etapa de pré-limpeza das amostras de sedimentos;
- Ao Conselho Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento (CNPq) pela aprovação do Projeto de Pesquisa elaborado por mim e meu orientador, Nelson Ferreira Fernandes, e, conseqüentemente, por ter concedido a mim a bolsa Sanduíche na Universidade da Califórnia - Berkeley;
- Ao Prof. PhD William E. Dietrich por ter-me com aceito como pesquisador visitante no *Earth and Planetary Science Department* da Universidade da Califórnia – Berkeley, pelas sugestões e discussões de campo e em sala de aula na UC-Berkeley, e por ter-me sempre incentivado a prosseguir com o trabalho;
- Ao pesquisador PhD. Kuni Nishiizumi por ter me aceito como estagiário no *Spaces Sciences Laboratory* da Universidade da Califórnia, pelos ensinamentos, e por todo o treinamento na técnica de diluição isotópica para mensuração de  $^{10}\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}$  nas amostras de quartzo;

- Aos colegas pesquisadores PhD. Kees Welten e PhD. Steven Binnie do *Spaces Science Laboratory* pela ajuda nas técnicas de laboratório, cálculos de química analítica e discussões pertinentes ao trabalho;
- aos técnicos do *Spaces Sciences Laboratory* Alex Bixler, James McCarthy, Lindsey Boyle pela ajuda nas tarefas de laboratório;
- ao pesquisador PhD. Marc Caffee do PRIMELAB, *Department of Physics, Purdue University* pela supervisão e pelas leituras das razões  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$  no espectrômetro de massa com aceleração de partícula (AMS) daquele laboratório;
- aos colegas pesquisadores do *Berkeley Geochronology Center* PhD Greg Balco e PhD David Shuster pela recepção e pelas mensurações de  $^{21}\text{Ne}$  nas amostras de quartzo em espectrômetro de massa de gás nobre ultrasensitivo daquele laboratório;
- Ao Prof. Dr. Carlos Rosière do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais por ter me cedido amostras frescas de itabirito (Cauê) e xisto (Nova Lima);
- aos meus colegas de NEMPHE-UFRJ, que sempre me incentivaram, a saber: Andrea Paula, Ivanílson, Joãozinho, Eberval, João Paulo, Lucia, Sarah, Carol, Patrícia, Luma, Christiane, Renata, Camila, Beatriz e Marcello; e ex-bolsistas Fellipe e Luana.
- aos colegas do *Earth and Planetary Science Department* da UCA-Berkeley, em especial a Christian Baudrick, Daniela e Peter Nelson;
- ao Thiago pela ajuda com os parâmetros morfométricos das bacias de drenagem;
- à estudante Juliana (UFMG) pela confecção do MDE da bacia do rio da Prata;

## RESUMO

---

Nesse trabalho foi testada a hipótese do equilíbrio dinâmico para o desenvolvimento de diferentes formas topográficas em cada tipo de rocha. Para tal foi selecionado um sistema de drenagem, a bacia do rio da Prata, Quadrilátero Ferrífero, MG, onde canais tributários que cortavam xistos, quartzitos e litologias mistas (xisto-quartzito-filito-itabirito), mas que compartilhavam o mesmo canal coletor. Nuclídeos cosmogênicos produzidos *in situ* ( $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$  e  $^{21}\text{Ne}$ ), mensurados em sedimentos fluviais dos canais tributários, ao longo do canal coletor e em rochas situadas em topos de elevação permitiram determinar as taxas de erosão na escala de milhares de anos e desvendar a história de exposição dos materiais rochosos. As taxas de erosão dos canais tributários sobre quartzitos e xistos mostraram diferenças significativas entre si (fator de  $\approx 3$ ), mostrando que a bacia de drenagem como um todo não encontra-se em equilíbrio dinâmico, e sim, em fase de ajuste transitório. Além disso, a disparidade (fator de  $\approx 5$ ) entre as taxas de erosão dos interflúvios e da taxa média de erosão dos canais tributários sobre os xistos evidenciaram um desacoplamento do sistema encosta-canal por incisão fluvial. Esse desacoplamento segmentos de encosta retilíneos e de elevada declividade na inferior das encostas dessa litologia. Por outro lado, a semelhança das taxas entre o topo da crista quartzítica e das taxas médias de denudação dos canais tributários sobre os quartzitos indicaram que o sistema encosta-canal encontra-se em equilíbrio dinâmico nessa litologia. As taxas de denudação dos interflúvios de ambas litologias são semelhantes, se incluirmos as perdas químicas nos xistos, indicando que as topografias podem ter evoluído a taxas semelhantes até o episódio de incisão recente rompesse o equilíbrio. O diagrama isotópico  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be} - ^{10}\text{Be}$  mostrou que os canais tributários sobre quartzitos tiveram uma história de exposição simples e que a erosão nesses canais ocorreu de forma gradual e constante no tempo. Em contrapartida, os canais tributários sobre xisto e sobre o conjunto xisto-quartzito-filito-itabirito mostraram baixos valores da razão  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ , implicando em uma história de exposição complexa, associada a episódios de soterramento ou a eventos erosivos que foram responsáveis pela perda de massa nas encostas laterais a profundidades maiores que a da atenuação de partículas cósmicas. O diagrama isotópico  $^{21}\text{Ne}/^{10}\text{Be} - ^{10}\text{Be}$  mostrou um excesso de  $^{21}\text{Ne}$  em relação ao  $^{10}\text{Be}$  em todas as amostras. Esse excesso de  $^{21}\text{Ne}$  mostra que as encostas que estão sendo hoje exumadas na bacia do rio da Prata permaneceram recobertas por sedimentos por 2.2 a 6.0 My. No entanto, não pode ser descartada a hipótese de que parte do  $^{21}\text{Ne}$  pode ter sido herdada de antigos períodos de exposição, o que impediria qualquer interpretação até que se quantifique o  $^{21}\text{Ne}$  herdado.

## ABSTRACT

---

In this work dynamic equilibrium hypothesis was tested for the development of different landforms on distinct rock types. For such a drainage basin system was selected, the Prata river basin, Quadrilátero Ferrífero, MG, whose tributary channels cut schists, quartzites, and mixed lithologies (schist-quartzite-phyllite-BIF), but all of them share the same trunk channel. *In situ* produced cosmogenic nuclides ( $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$  and  $^{21}\text{Ne}$ ) measurements in fluvial sediments of both tributary and trunk channel, and in some bedrocks hilltops, had provided basin wide erosion-denudation rates and exposure histories of rock materials on the timescale of  $10^5$ - $10^7$  My. Erosion rates on quartzite tributary channels have shown almost three times higher than schist ones, showing that currently that watershed is not in dynamic equilibrium, but on the contrary it is in the transient state. Moreover, the disparity (almost 5 fold) between erosion rates on the schist hilltops and averaged erosion rates of the schist tributary channels had evidenced a decoupling in the hillslope-channel system caused by tributary channel incision. That channel incision on schists has broken convex hillslope profiles, so that lower rectilinear hillside slopes were produced near channel bottoms. On the other hand, the similarity between erosion rates on quartzite hilltops and average erosion rates of the quartzite tributary channels had pointed out that the quartzite hillslope-channel system is in dynamic equilibrium. The hilltop erosion rates on quartzites and schists are similar if we include chemical losses for schists. This indicates that different topographic forms in each rock type may have evolved under similar erosion rates until the current incision episode broke the balance between them. According to the  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  -  $^{10}\text{Be}$  diagram analysis quartzite tributary channels had shown simple exposure histories, pointing out that erosion process on quartzites has been gradual and constant through the time. In contrast, schist tributary channels and mixed lithology ones had shown low  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  ratios. This involves complex exposure histories related to burial episodes or to erosive events that have removed material on hillside slopes to depths greater than cosmic particles attenuation length.  $^{21}\text{Ne}/^{10}\text{Be}$  -  $^{10}\text{Be}$  diagram analysis has showed to an excess of  $^{21}\text{Ne}$  in all samples. It means that all samples have experienced complex exposure histories, so that hillslopes that are currently being exhumed in the watershed had remained buried by sediments for 2.2 to 6.0 My. We speculate that part of  $^{21}\text{Ne}$  may have been inherited from earlier periods of exposure. Therefore, we prefer avoid any interpretation up to quantify the  $^{21}\text{Ne}$  inherited.

## SUMÁRIO

---

<i>1 INTRODUÇÃO</i>	<i>01</i>
<i>2 PRINCÍPIO DA IGUALDADE DAS AÇÕES: INTERRELAÇÃO ENTRE MATERIAIS, FORMAS, PROCESSOS E TEMPO</i>	<i>06</i>
2.1 <i>Materiais rochosos, processos geomórficos, formas topográficas e o princípio da igualdade das ações</i>	<i>06</i>
2.2 <i>Igualdade das ações ou equilíbrio dinâmico em diferentes regimes geotectônicos</i>	<i>14</i>
2.3 <i>Igualdade das ações ou equilíbrio dinâmico x períodos de desequilíbrio ou de ajuste transitório</i>	<i>21</i>
<i>3 NUCLÍDEOS COSMOGÊNICOS PRODUZIDOS IN SITU (NCPI)</i>	<i>26</i>
3.1 <i>Quantificação de taxas de erosão e o surgimento da técnica dos nuclídeos cosmogênicos produzidos in situ (NCPI)</i>	<i>26</i>
3.1.2 <i>Partículas cósmicas galácticas: princípios físicos e reações nucleares</i>	<i>27</i>
3.1.3 <i>Reações nucleares entre partículas cósmicas e materiais terrestres produzindo nuclídeos cosmogênicos produzidos in situ (NCPI)</i>	<i>31</i>
3.2 <i>Nuclídeos cosmogênicos produzidos in situ (NCPI)</i>	<i>35</i>
3.2.1 <i>Berílio – 10</i>	<i>36</i>
3.2.2 <i>Alumínio-26</i>	<i>37</i>
3.2.3 <i>Neônio-21</i>	<i>37</i>
3.3 <i>Perfis de produção de nuclídeos cosmogênicos produzidos in situ (NCPI)</i>	<i>39</i>
3.3.1 <i>Variação da taxa de produção de NCPI nos sólidos terrestres</i>	<i>39</i>
3.3.2 <i>Efeitos da latitude e do tempo nas taxas de produção de NCPI: interação das partículas cósmicas com o campo magnético terrestre</i>	<i>43</i>
3.3.3 <i>Efeitos da atmosfera terrestre nas taxas de produção de NCPI (altitude)</i>	<i>47</i>
3.4 <i>Aplicações dos NCPI na determinação das taxas de erosão-denudação à superfície terrestre</i>	<i>49</i>
3.4.1 <i>Modelo teórico</i>	<i>50</i>
3.4.2 <i>Emprego de múltiplos NCPI na determinação da história de exposição /erosão de superfícies</i>	<i>55</i>
3.4.3 <i>Emprego de NCPI na obtenção de taxas de erosão-denudação à escala de bacias de drenagem</i>	<i>57</i>

<b>4 ÁREA DE ESTUDO: QUADRILÁTERO FERRÍFERO</b>	65
4.1 <i>Geologia do Quadrilátero Ferrífero</i>	65
4.1.1 <i>Unidades litoestratigráficas do Quadrilátero Ferrífero</i>	66
4.1.2 <i>Geologia local: sinclinal do Gandarela, borda E do Quadrilátero Ferrífero</i>	71
4.2 <i>Relevo regional e local</i>	74
4.3 <i>Taxas de erosão e evolução do relevo no Quadrilátero Ferrífero</i>	82
4.4 <i>Perfis de intemperismo e solos</i>	83
4.5 <i>Clima e vegetação</i>	87
4.6 <i>Paleoclima</i>	89
<b>5 MATERIAIS E MÉTODOS</b>	90
5.1 <i>Critérios de escolha da área de estudo e materiais</i>	90
5.2 <i>Estratégia de amostragem de sedimentos fluviais e rochas</i>	94
5.3 <i>Interpretação das taxas de erosão-denudação derivadas da mensuração de NCPI na bacia do rio da Prata</i>	95
5.4 <i>Métodos</i>	100
5.4.1 <i>Extração de <sup>10</sup>Be e <sup>26</sup>Al dos grãos de quartzo</i>	100
5.4.1.1 <i>Separação mecânica de sedimentos e rochas</i>	100
5.4.1.2 <i>Separação química do quartzo</i>	
5.4.1.2.1 <i>Limpeza dos grãos com solução ácida em alta temperatura</i>	101
5.4.1.2.2 <i>Limpeza dos grãos com banho ultrassônico</i>	101
5.4.1.2.3 <i>Dissolução do quartzo para mensuração do teor total de <sup>27</sup>Al</i>	102
5.4.1.2.4 <i>Dissolução do quartzo puro para mensuração de razões isotópicas em AMS</i>	103
5.4.1.3 <i>Purificação e separação dos íons de Be e Al</i>	104
5.4.1.3.1 <i>Coluna de resina trocadora de ânions</i>	104
5.4.1.3.2 <i>Complexação e extração dos metais de Be e Al</i>	105
5.4.1.3.3 <i>Coluna de resina trocadora de cátions</i>	105
5.4.1.4 <i>Precipitação de Be(OH)<sub>2</sub> e Al(OH)<sub>3</sub> e conversão para BeO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	106
5.4.1.5 <i>Montagem dos alvos de BeO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> para espectrômetro de massa com aceleração de</i>	107

	<i>partículas (AMS)</i>	
5.4.2	<i>Extração de <math>^{21}\text{Ne}</math> dos grãos de quartzo</i>	107
5.4.3	<i>Correções de elevação, sombreamento topográfico e de densidade dos materiais à superfície</i>	109
5.4.3.1	<i>Cálculo de elevação média das bacias de drenagem</i>	109
5.4.3.2	<i>Correções para a densidade dos materiais em superfície</i>	110
5.4.3.3	<i>Correção para sombreamento topográfico</i>	112
5.4.4	<i>Cálculo das taxas de erosão derivadas das concentrações de <math>^{10}\text{Be}</math> e <math>^{26}\text{Al}</math></i>	114
5.4.5	<i>Esquemas de cálculo das taxas de produção de NCPI</i>	116
5.4.6	<i>Análises estatísticas</i>	118
6	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES</b>	118
6.1	<i>Taxas de perda de massa e de erosão-denudação derivadas das mensurações de <math>^{10}\text{Be}</math> e <math>^{26}\text{Al}</math></i>	118
6.1.1	<i>Comparação das taxas de perda de massa e de erosão-denudação derivadas das mensurações de <math>^{10}\text{Be}</math> e <math>^{26}\text{Al}</math> entre os canais de diferentes grupos litológicos</i>	124
6.1.2	<i>Contraste entre as taxas médias de erosão-denudação derivadas do <math>^{10}\text{Be}</math>, das drenagens tributárias e dos topos de elevação</i>	126
6.1.3	<i>Comparação das taxas de erosão-denudação derivadas de <math>^{10}\text{Be}</math> e <math>^{26}\text{Al}</math> com taxas derivadas de outros métodos em outras escalas de tempo</i>	128
6.1.4	<i>Taxas de erosão-denudação e a questão da proveniência de quartzo na bacia do rio da Prata</i>	130
6.1.5	<i>Taxas de erosão-denudação vs. parâmetros morfométricos de relevo das diferentes bacias de drenagem tributárias do rio da Prata</i>	132
6.2	<i>Diagrama isotópico <math>^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be} - ^{10}\text{Be}</math></i>	135
6.3	<i>Mensurações do nuclide estável <math>^{21}\text{Ne}</math> e diagrama isotópico <math>^{21}\text{Ne}/^{10}\text{Be} - ^{10}\text{Be}</math></i>	137
6.4	<i>Hipóteses para o episódio de incisão fluvial na bacia do rio da Prata</i>	140
6.5	<i>O papel dos forçantes tectônico e climático nos últimos milhares de anos</i>	142
7	<b>CONCLUSÕES</b>	147
8	<b>REFERÊNCIAS</b>	149

## ÍNDICE DE FIGURAS

---

Fig. 01	<i>Perfis de escarpamento rochoso na África do Sul, mostrando o ajuste entre a resistência a tensão mensurada em campo e o ângulo das encostas. (Moon e Selby, 1983)</i>	06
Fig. 02	<i>Variação da taxa de erosão com a resistência a tensão de vários materiais rochosos. (Sklar e Dietrich, 2001)</i>	07
Fig. 03	<i>Hogback formado por crista capeada por arenito Dakota, Colorado, USA. Fonte: Bruce Railsback</i>	08
Fig. 04	<i>Crista de quartzito adjacente a interflúvios rebaixados em xisto coberto por espesso manto de intemperismo, Serra da Água Limpa, Quadrilátero Ferrífero, MG.</i>	08
Fig. 05	<i>Formação de bornhardts por erosão diferencial sobre granitos com diferentes densidades de fratura (Twidale 1981)</i>	08
Fig. 06	<i>Representação simplificada do sistema fluvial. (Charlton, 2008)</i>	09
Fig. 07	<i>Representação esquemática das relações funcionais e retroalimentações negativas entre componentes de um sistema processo-resposta num canal de drenagem. (Ahnert 1996a)</i>	10
Fig. 08	<i>Rebaixamento de rochas dobradas e de diferente resistência sob a igualdade das ações dos processos erosivos. (Gilbert, 1880)</i>	11
Fig. 09	<i>Balço de energia em canal de drenagem atravessando rochas dobradas de diferentes resistências: (a) seu curso se ajusta para maximizar a interação com as rochas tenras e (b) minimizar a interação com as rochas resistentes – concentração da energia (Gilbert, 1880)</i>	11
Fig. 10	<i>Diagrama de uma encosta, mostrando a zona de rastejo do solo e a posição da superfície em duas épocas. (Gilbert, 1909)</i>	12
Fig. 11	<i>Interflúvios convexos, Miniature Hill, CA. (Gilbert, 1909)</i>	12
Fig. 12	<i>Modelo de estabilidade de Smith e Bretherton (1972), ilustrando a competição entre processos advectivos e difusivos</i>	13
Fig. 13	<i>Imagem da província Ridge and Valley nas montanhas Apallaches, VA, EUA, destacando a sucessão de altos e baixos topográficos sustentados por arenitos e folhelhos, respectivamente, cortados pelo rio Susquehanna. Fonte: AGU (blogs.agu.org)</i>	14
Fig. 14	<i>Evolução da taxa de soerguimento das rochas e do fluxo de sedimentos (taxa de desnudação) num sistema até alcançar o equilíbrio dinâmico. Pazzaglia (2003)</i>	15
Fig. 15	<i>Topografia em estado estacionário com topos de elevação modelados por processos difusivos e vales escavados por processos advectivos. Orland, Califórnia. Perron and Dietrich (2006)</i>	15
Fig. 16	<i>Taxas de erosão-desnudação, taxas de incisão fluvial e taxas de</i>	16

- soerguimento orogênico, obtidas por inúmeras técnicas em diversas escalas de tempo para a região central dos Apeninos, Itália. (Cyr e Granger, 2008)*
- Fig. 17 *Correlação entre taxas de erosão-desnudação e ângulo das encostas. Na localidade A as taxas crescem linearmente com os gradientes das encostas, caracterizando um estado de ajuste transitório entre incisão fluvial, gerada por queda de nível de base, e a erosão nas encostas. Em B as taxas são invariantes quanto o ângulo de encostas, mostrando que a topografia encontra-se em equilíbrio dinâmico. Granger e Riebe (2007)* 17
- Fig. 18 *Evolução de um escarpamento por modelagem matemática com introdução de diques de rocha resistente durante 50 milhões de anos. No estado estacionário (taxa de erosão = taxa soerguimento), os gradientes nos diques são mais elevados que nas rochas encaixantes. Kooi e Beaumont (1996)* 18
- Fig. 19 *Ajuste entre processos e formas após rápido pulso de soerguimento e prolongado período de decaimento ou balanço por isostasia flexural, em resposta a perda de massa por erosão. Pazzaglia (2003)* 19
- Fig. 20 *Comparação entre taxas de erosão-desnudação oriundas de mensurações de carga sólida em canais fluviais na escala histórica, mensurações de  $^{10}\text{Be}$  em sedimentos fluviais e taxas de exumação advindas de traços de fissão em rochas nos Apalaches, EUA. Matmon et al., (2003a).* 20
- Fig. 21 *Tempo de reação, tempo de relaxação e tempo de resposta de um sistema processo-resposta (Bull, 1991)* 21
- Fig. 22 *Os principais componentes e o espectro de energia do fluxo de partículas cósmicas galácticas (FPCG) que impinge a Terra. Simpson, 1983 apud Dunai (2010)* 22
- Fig. 23 *Luzes fluorescentes (fótons) produzidas pela ionização de gases na atmosfera causada pela colisão de prótons solares em elevadas latitudes na Terra. Fonte: NASA* 23
- Fig. 24 *Cascata nuclear gerada pela colisão de partículas cósmicas galácticas primárias (prótons) e secundárias (nêutrons) com átomos e moléculas na atmosfera superior. P = prótons; N = nêutrons;  $\alpha$  = partículas alfa;  $e^+$  = pósitrons;  $e^-$  = elétrons;  $\gamma$  = raios gama;  $\pi^\pm$  = píons;  $\mu^\pm$  = múons. Fonte: Dunai (2010)* 24
- Fig. 25 *Espectro de energia de partículas cósmicas galácticas secundárias (nêutrons) ao nível no mar (Goldhagen et al., 2002 apud Dunai, 2010).* 31
- Fig. 26 *Produção de  $^{14}\text{C}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$  e  $^{21}\text{Ne}$  por fragmentação nuclear de átomos de O e Si por bombardeio de nêutrons em grão de quartzo* 33
- Fig. 27 *Colisão entre um próton e um núcleo de carbono, produzindo partículas subatômicas: um píon, que, em frações de segundo decai para um múon e um neutrino.* 34
- Fig. 28 *Diferença entre taxas de erosão calculadas para elevadas latitudes que levam em conta a produção de nuclídios em subsuperfície por múons e* 35

- aquelas que não a levam em conta. As taxas de erosão são referentes à densidade  $2.65 \text{ g cm}^{-3}$ . Fonte: Balco et al (2008).
- Diagrama isotópico triplo de Ne. Os componentes Ne atmosférico e cosmogênico residem nas extremidades linha entre os eixos principais. A linha de fragmentação nuclear (spallogenic) indica a mistura de Ne atmosférico e cosmogênico que são presentes em todas as amostras. Componentes adicionais podem ser  $^{22}\text{Ne}$  e  $^{21}\text{Ne}$  nucleogênicos, produzidos pela reação de íons de F e O com partículas- $\alpha$  e Ne do manto ou da crosta. (Dunai, 2010)
- Variação da taxa de produção de  $^{10}\text{Be}$  ( $4,5 \text{ átomos g}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ , ao nível do mar e elevada latitude) em função da profundidade de rocha ( $\rho = 2.65 \text{ g cm}^{-3}$ ). A produção total é composta de produção por nêutrons, múons negativos e múons rápidos.
- Variação da taxa de produção de  $^{10}\text{Be}$  ( $4,5 \text{ átomos g}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ , ao nível do mar e elevada latitude) em função da profundidade de rocha ( $\rho = 2.65 \text{ g cm}^{-3}$ ) e de solo ( $\rho = 1.60 \text{ g cm}^{-3}$ ) somente por nêutrons.
- Deflexão de prótons solares pelo campo magnético de Saturno, gerando fótons nos pólos pela fragmentação e excitação de átomos e moléculas atmosféricas. Fonte: NASA. <http://apod.nasa.gov/apod/>:
- O fluxo de nêutrons ao nível do mar em função da rigidez crítica do campo magnético terrestre. Dunai (2001). As duas linhas mostram os resultados de duas diferentes abordagens para calculo da rigidez crítica (RC e RCE). Dunai (2010)
- Mapa de intensidade total (F) do domínio geomagnético, mostrando que o campo magnético terrestre não é um campo dipolar. Fonte: <http://www.ngdc.noaa.gov/seg/WMM/data/wmm-F05.pdf>, 2007). IGRF (International Geo-magnetic Reference Field) epoch 2005.
- Variação da taxa de produção de  $^{10}\text{Be}$  com a altitude e latitude geomagnética, de acordo com Stone (2000).
- Coeficiente de atenuação de partículas (A) como função da rigidez crítica do campo magnético  $R_C$ . Dunai (2010)
- Representação Geográfica da relação pressão-elevação usada no cálculo de taxas de produção de NCPI. Balco et al. (2008)
- Estágios de acumulação de nuclídios cosmogênicos em superfícies, mostrando o estágio de acumulação linear, o estágio misto e o estágio no estado-estacionário após decorridas 5-6 meias-vida do nuclídio (Gillepsie e Bierman, 1995)
- Acumulação de  $^{21}\text{Ne}$  (nuclídio estável) e de  $^{10}\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}$  (radionuclídios) numa superfície. Enquanto a concentração do nuclídio estável cresce linearmente no tempo, a concentração dos radionuclídios ajusta-se às perdas por decaimento radioativo, isto é, alcança o equilíbrio secular (saturação) após 4-5 meias-vida.
- Acumulação de nuclídios cosmogênicos numa superfície sob taxa de erosão de  $1,0 \text{ m My}^{-1}$ . Taxas de produção de  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{21}\text{Ne}$  e  $^{10}\text{Be}$  a 30.0, 18.4 e  $4.5 \text{ átomos g}^{-1} \text{ ano}^{-1}$  em quartzo, ao nível do mar e elevada

- latitude, de acordo com Balco et al. (2008) e Balco e Schuster (2009).
- Fig. 41 *Acumulação de  $^{10}\text{Be}$  em superfícies erosivas sob várias taxas de erosão. O equilíbrio secular entre produção e perdas é alcançado mais rapidamente em taxas de erosão mais elevadas. Taxa de produção  $4.5 \text{ átomos g}^{-1} \text{ ano}^{-1}$  (Balco et al, 2008), normalizada ao nível do mar e elevada latitude.* 55
- Fig. 42 *Diagrama da razão  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  vs concentração de  $^{10}\text{Be}$ . Ivy-Ochs e Kober (2008)* 56
- Fig. 43 *Diagrama da razão  $^{21}\text{Ne}/^{10}\text{Be}$  vs concentração de  $^{10}\text{Be}$ . Ivy-Ochs e Kober (2008)* 57
- Fig. 44 *(a) Bacias de drenagem onde o primeiro teste de mensuração de taxas de erosão-desnudação derivadas de mensurações de  $^{10}\text{Be}$  em sedimentos fluviais foi realizado, Fort Sage, CA. As taxas concordaram com o volume de sedimentos acumulados nos leques aluviais e com as idades dos mesmos, determinadas pelo  $^{14}\text{C}$ . (b) As taxas mostraram excelente correlação com o gradiente das encostas, que é previsto para áreas com mudança recente de nível de base (áreas em reajuste transitório), no caso, causada por pela falha na saída das bacias. Granger et al. (1996)* 59
- Fig. 45 *Variação periódica do grau de seleção de sedimentos fluviais devido à contribuição dos canais tributários superimposta à tendência geral de aumento do grau de seleção e de abrasão dos sedimentos na direção do transporte. Knighton (1980).* 60
- Fig. 46 *Variabilidade nas taxas de erosão derivadas de mensurações de  $^{10}\text{Be}$  diminuindo com o aumento do tamanho das bacias de drenagem verificando a assunção que os sedimentos são bem misturados conforme eles se movem na direção do transporte. Matmon et al. (2003a)* 61
- Fig. 47 *Modelo numérico ilustrando (a) o efeito do amortecimento das oscilações seculares nas taxas de erosão (linha inteira) nas taxas de erosão integradas pelo  $^{10}\text{Be}$  (linha pontilhada). (b) Efeitos de variações hipotéticas que atuaram em amplitudes de tempo de 100.000 anos, com taxas de erosão-desnudação variando de  $50\text{-}100 \text{ m My}^{-1}$  e  $5\text{-}10 \text{ m My}^{-1}$  nas taxas derivadas pelo  $^{10}\text{Be}$ . von Blanckenburg (2005).* 62
- Fig. 48 *Após mudanças nas taxas de erosão pode haver um tempo considerável até que o inventário de nuclídios cosmogênicos nos sedimentos restabeleça o estado estacionário. Na figura há exemplos de redução (fator de 5) em taxas de erosão  $100, 10$  e  $1 \text{ m My}^{-1}$ . (Binnie et al., 2008)* 62
- Fig. 49 *Zonas do sistema fluvial baseadas nos processos dominantes em cada um deles, segundo Schumm (1977). A técnica de mensuração de taxas de erosão com nuclídios cosmogênicos é bem resolvida para a zona 1, zona de produção de sedimentos, onde a estocagem por longos períodos é pequena (Charlton, 2008)* 64
- Fig. 50 *Mapa do Cráton do São Francisco, ilustrando as localizações dos lobos sul e nordeste e dos cinturões orogênicos Brasileiros circundantes. Fonte: Alkmin e Marshak (1998).* 65
- Fig. 51 *Mapa Geológico do Quadrilátero Ferrífero. (Baltazar, Baars et al. 67*

	2005)	
Fig. 52	<i>Coluna litoestratigráfica do Quadrilátero Ferrífero, com as idades das rochas à direita. (Alkmim and Marshak 1998)</i>	68
Fig. 53	<i>Mapa geológico de detalhe da borda E do Quadrilátero Ferrífero, destacando os Sinclinais do Gandarela e Ouro Fino, Anticlinal Conceição, Serra do Caraça e principais falhas de empurrão brasileiras Fundão-Cambotas e Água Quente. (Alkmin e Marshak, 1998)</i>	72
Fig. 54	<i>Perfil topográfico na área A da figura 53, mostrando o contato entre as rochas do supergrupo Rio das Velhas e do supergrupo Minas e o sistema de falha de empurrão Fundão-Cambotas, extremidade SW do Sinclinal do Gandarela, Quadrilátero Ferrífero.</i>	73
Fig. 55	<i>Visão lateral da junção dos interflúvios sobre xisto Nova Lima e o escarpamento da Serra da Água Limpa (extremidade SW do Sinclinal do Gandarela), mostrando a seqüência de litologias mergulhando <math>\approx 60^\circ</math> para ENE.</i>	73
Fig. 56	<i>Topografia do Quadrilátero Ferrífero (MDE). Em destaque as Serras que delimitam o Quadrilátero Ferrífero e os compartimentos de relevo adjacentes. Fonte: <a href="http://www.cnpm.embrapa.br/">www.cnpm.embrapa.br/</a></i>	74
Fig. 57	<i>Escarpamento da Serra da Água Limpa sobre o flanco do Sinclinal do Gandarela, borda E do Quadrilátero Ferrífero.</i>	75
Fig. 58	<i>Cristas elevadas (<math>\approx 1600</math> m) e alongadas formadas por itabiritos cobertos por crostas de ferro (cangas), Sinclinal Gandarela, E do Quadrilátero Ferrífero.</i>	76
Fig. 59	<i>Compartimento de colinas sobre rochas do embasamento Arqueano (granito-gnaisses, migmatitos, anfibolitos) no complexo do Bação, Quadrilátero Ferrífero.</i>	77
Fig. 60	<i>Vista do Complexo do Bação para o a Serra da Água Limpa, mostrando relevo colinoso sobre granito-gnaisses e xistos do Grupo Nova Lima. Ao fundo o escarpamento da Serra da Água Limpa sobre a aba do sinclinal do Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, MG.</i>	77
Fig. 61	<i>Sinclinal do Gandarela, mostrando no primeiro plano os interflúvios baixos com topos convexos sobre Xistos do Grupo Nova Lima (Supergrupo Rio das Velhas) e ao fundo o escarpamento da Serra da Água Limpa (flanco do sinclinal Gandarela) sobre as rochas do grupo Minas (Quartzito - F. Moeda; Filito - G. Batatal e Itabirito - G. Cauê), Quadrilátero Ferrífero, MG.</i>	78
Fig. 62	<i>Encosta de elevados ângulo, sustentadas por crostas de ferro sobre itabiritos (F. Cauê) – Serra da Água Limpa, QF.</i>	78
Fig. 63	<i>Junção dos interflúvios convexos sobre xisto (Nova Lima) e ao fundo o escarpamento da Serra da Água Limpa (Sinclinal Gandarela) sobre quartzito (Moeda), filito (Batatal) e itabiritos (Cauê) no topo.</i>	79
Fig. 64	<i>Interflúvios convexos desenvolvidos sobre os xistos do Gr. Nova Lima, destacando cabeceiras de drenagem parcialmente cobertas por floresta tropical semidecidual, sopé da Serra da Água Limpa, QF.</i>	79

Fig. 65	<i>Visão frontal dos topos convexos dos interflúvios sobre xisto Nova juntos ao escarpamento da Serra da água Limpa, (Sinclinal Gandarela) sobre quartzito-filito-itabirito, Quadrilátero Ferrífero.</i>	80
Fig. 66	<i>Interflúvios sobre o xisto Nova Lima, ilustrando a transição (à esquerda) gradual de formas de encosta convexas para retilíneas e transição abrupta (à direita), Serra da Água Limpa, Quadrilátero Ferrífero.</i>	80
Fig. 67	<i>Crista de quartzito (F. Casa Forte) justaposta a interflúvios rebaixados em xisto (G. Nova Lima), com o rio da Prata correndo no contato entre as litologias.</i>	81
Fig. 68	<i>Crista de quartzito (F. Casa Forte) ao fundo, ilustrando segmentos de rocha aflorante e segmentos recobertos por fina camada de regolito.</i>	82
Fig. 69	<i>Terraços escalonados do rio das Velhas no trecho a 90 km das cabeceiras, próximo à cidade de Rio Acima, Quadrilátero Ferrífero. Magalhães Jr et al. (2011).</i>	83
Fig. 70	<i>Perfil de intemperismo de <math>\approx 20</math>m de profundidade no xisto Nova Lima. Corte de estrada na rodovia Rio Acima-Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero.</i>	84
Fig. 71	<i>Perfil de intemperismo no xisto Nova Lima, mostrando solo pouco desenvolvido no topo do perfil. Corte de estrada Raposos-Gandarela, Quadrilátero Ferrífero.</i>	84
Fig. 72	<i>Corte de estrada (A), mostrando um perfil de intemperismo do filito carbonoso (Gr. Batatal) recoberto por fina camada de colúvio (<math>\approx 25</math>cm). (B) detalhe do filito intemperizado, escarpamento da Serra da Água Limpa, Quadrilátero Ferrífero.</i>	85
Fig. 73	<i>Perfil de intemperismo de itabirito dolomítico em corte de estrada (A), mostrando horizonte de hematita do tipo chapinha (B) com completa ausência de quartzo, logo abaixo da crosta de ferro, escarpamento da Serra da Água Limpa, QF.</i>	86
Fig. 74	<i>Paisagem física típica de ocorrência de crosta de ferro (canga) (A) com vegetação (degradada) de campo rupestre ferruginoso. Em (B) detalhe da superfície da crosta com líquens, topo da Serra da Água Limpa, QF.</i>	86
Fig. 75	<i>Perfil de solo sobre itabirito dolomítico de <math>\approx 2,00</math> m de profundidade, topo da Serra da Água Limpa, QF.</i>	87
Fig. 76	<i>Mosaico entre vegetação de campo nos interflúvios e floresta tropical semidecidual ao longo dos fundos de vale, escarpamento da Serra da Água Limpa, QF.</i>	88
Fig. 77	<i>Em destaque a vegetação de campo rupestre sobre afloramento de quartzito da Formação Moeda, base da Serra da Água Limpa, QF. Ao fundo vegetação de campo limpo nos topos das colinas em xisto (Gr.Nova Lima) e floresta tropical semidecidual de nos fundos de vale.</i>	88
Fig. 78	<i>Campos rupestres ferruginosos degradados sobre crostas de ferro. (cangas), topo da Serra da Água Limpa, QF.</i>	89
Fig. 79	<i>Mapa topográfico, derivado de modelo digital de terreno SRTM, ilustrando a bacia do rio da Prata, tributário do rio das Velhas,</i>	90

*Quadrilátero Ferrífero, cujas cabeceiras a W encontram-se na serra da Água Limpa (flanco do sinclinal Gandarela) a E na crista de Quartzito da Formação Casa Forte (anticlinório do Supergrupo Rio das Velhas).*

- Fig. 80 *Mapa Geológico da bacia do rio da Prata com os pontos de amostragem. Os pontos 1 a 16 constituem sedimentos fluviais coletados em canais de drenagem tributários e no canal coletor. Os pontos 17 e 18 são amostras de rocha do topo de crista de quartzito da F. Casa Forte, e o último de veio de quartzo, que corta o xisto do Gr. Nova Lima, respectivamente.* 92
- Fig. 81 *Topografia da bacia do rio da Prata em 3D, mostrando os pontos de coleta de amostra nos canais tributários e ao longo do canal coletor (1-16) e amostras de rocha em topo de elevação (17 e 18).* 93
- Fig. 82 *Coleta de sedimentos fluviais (areia e cascalhos) no fundo no canal de drenagem com abundância de quartzo (canal em quartzito) para mensuração de NCPI da respectiva bacia de drenagem.* 94
- Fig. 83 *Coleta seletiva de (cascalhos) em barras de canal com pouco quartzo para mensuração de NCPI da respectiva bacia de drenagem.* 95
- Fig. 84 *Vista do alto da bacia do rio da Prata, destacando duas topografias distintas a crista de quartzito da (F. Casa Forte) justaposta ao interflúvio sobre xisto do Gr. Nova Lima.* 96
- Fig. 85 *Perfil de intemperismo do xisto do grupo Nova Lima (4 m de profundidade), destacando a foliação bem aparente e o solo bastante raso.* 97
- Fig. 86 *Veio de quartzo cortando itabirito intemperizado. Note que o veio ao intemperizar-se libera seixos de quartzo para o solo que são transportados por processos de encosta.* 98
- Fig. 87 *Efeito do revolvimento (homogeneização) do material de solo nas concentrações de  $^{10}\text{Be}$  em profundidade. Numa situação de erosão zero (A), a seção sob revolvimento (área acima da linha pontilhada negra) deverá refletir a concentração média do perfil não-perturbado (linha pontilhada cinza). Em situação de erosão no estado estacionário (B) da seção em revolvimento a concentração média da seção é igual a concentração de  $^{10}\text{Be}$  do solo não perturbado à superfície. No caso de haver truncamento do perfil de solo por aceleração da taxa de erosão, por modificação do uso do solo, o perfil pode ainda preservar as concentrações que refletem a taxa de erosão pré-distúrbio. Modificado de Granger e Riebe (2007).* 99
- Fig. 88 *Esquema mostrado uma dissecação linear exumando sedimentos com baixa concentração de nuclídios cosmogênicos. von Blankenburg et al., (2004)* 100
- Fig. 89 *Eliminação de  $^{10}\text{Be}$  atmosférico das amostras (containers de teflon) por sucessivos banhos ultrassônicos a 90 °C com solução de HF-HCl 1%.* 102

Fig. 90	<i>Amostras de quartzo após trituração e fases de limpeza com HCl 6N com solução de HF-HNO 1% em banho ultrassônico, destacando a presença de quartzo puro (amostras brancas) e quartzo com especularita (mica hematítica) e actinolita (anfibólio) que permaneceram insolúveis ao tratamento.</i>	102
Fig. 91	<i>Aparelho de absorção atômica onde eram mensurados os teores de <math>^{27}\text{Al}</math> das amostras de quartzo.</i>	103
Fig. 92	<i>Dissolução total das amostras de quartzo após adição de <math>^9\text{Be}</math> em béqueres de Teflon</i>	104
Fig. 93	<i>Separação de íons de Fe e Co das amostras em coluna com resina trocadora de ânions.</i>	105
Fig. 94	<i>Separação dos metais Be e Al por decantação em ampolas de vidro via complexação de íons com moléculas de tetracloreto de carbono.</i>	105
Fig. 95	<i>Separação dos íons de Al e Be em colunas com resina trocadora de cátions.</i>	106
Fig. 96	<i>Precipitação de <math>\text{Be}(\text{OH})_2</math> e <math>\text{Al}(\text{OH})_3</math> nos tubos de ensaio em bloco de aquecimento, após ajuste de pH.</i>	106
Fig. 97	<i>Óxidos de Be e Al em cadinhos de quartzo, saídos do forno, após conversão dos respectivos hidróxidos.</i>	107
Fig. 98	<i>Cabine onde foi realizada a prensagem óxidos de Be e Al, após serem misturados com Nb e Ag, respectivamente, em alvos de espectrômetros de massa com aceleração de partículas (AMS).</i>	107
Fig. 99	<i>Espectrômetro de massa de gases nobres ultrasensitivo do laboratório de Termocronometria de Gás Nobre do Berkeley Geochronology Center, onde foram mensurados <math>^{21}\text{Ne}</math> nas amostras de quartzo.</i>	108
Fig. 100	<i>O fluxo de partículas cósmicas que impingem uma bacia de drenagem é uma função do gradiente dessa bacia, aqui representado pelo ângulo <math>\alpha</math>. A bacia é sombreada das partículas incidentes que passa através da atmosfera entre o horizonte e o ângulo <math>\alpha</math>, sendo os gradientes internos desprezados no cálculo (Binnie 2005).</i>	113
Fig. 101	<i>Fator de sombreamento topográfico para as taxas de produção de NCPI em função do ângulo de encosta, de acordo com a equação 03 de Dunne, Elmore et al., (1999).</i>	114
Fig. 102	<i>Mapa Geológico da Bacia do rio da Prata as taxas de erosão-desnudação derivadas das mensurações de <math>^{10}\text{Be}</math>.</i>	124
Fig. 103	<i>Taxas de erosão-desnudação em diversos ambientes geotectônicos e tempo de vigência das taxas. A área hachurada representa grosseiramente as taxas os tempos efetivos mensurados com o radionuclídeo <math>^{10}\text{Be}</math> e <math>^{26}\text{Al}</math> nesse trabalho. Modificado de von Blanckenburg (2005).</i>	125
Fig. 104	<i>Taxas de perda de massa derivadas da mensuração de <math>^{10}\text{Be}</math> dos canais tributários de acordo com os grupos litológicos e do canal coletor.</i>	126

Fig. 105	<i>Taxas de erosão-desnudação derivadas da mensuração de <math>^{10}\text{Be}</math> dos canais tributários de acordo com os grupos litológicos e do canal coletor.</i>	127
Fig. 106	<i>Média das taxas de erosão-desnudação das sub-bacias de drenagem e taxas de rebaixamento de topos de elevação (esquema de Dunai, 2001).</i>	128
Fig. 107	<i>Detalhe da topografia em (a) na figura 4, um interflúvio sobre xisto.</i>	128
Fig. 108	<i>Emprego do método de Ruxton e Berry (1967) para obtenção de taxas de desnudação-erosão através da razão entre o relevo local (h) e a idade da superfície geomórfica.</i>	130
Fig. 109	<i>Comparação entre taxas médias de desnudação-erosão nas escalas de milhões e milhares de anos. (a) Taxa máxima de erosão-desnudação derivadas da razão entre as idades de precipitações de Mn em perfis de intemperismo de itabirito, determinadas por Spier et al. (2005), e o relevo local médio da bacia do rio da Prata; (b) O mesmo que A só que usando as idades das crostas de ferro (cangas) do topo da Serra da Água limpa, datadas pelo método U-Th/He por Monteiro (2011). (c) Carmo e Vasconcelos (2004). (d) Carmo e Vasconcelos (2006). (e) Taxas de erosão na escala de bacias de drenagem derivadas do nuclídeo <math>^{10}\text{Be}</math>. (f) Taxas de intemperismo derivadas de carga solúvel em canais de drenagem (Salgado et al. 2006). As linhas tracejadas representam taxas médias para todas as litologias, derivadas de mensurações de <math>^{10}\text{Be}</math> em bacias de drenagem, em azul nesse trabalho (<math>\approx 6.5 \text{ m My}^{-1}</math>) e em vermelho de Salgado et al., (2006; 2007; 2008).</i>	131
Fig. 110	<i>Mapa geológico da bacia do rio da Prata, mostrando os eixos de drenagem referentes ao canal coletor e aos dos tributários da margem ENE, Tr e Tb, respectivamente, ao longo dos quais foi avaliado problema da proveniência de quartzo.</i>	132
Fig. 111	<i>Regressão linear entre as taxas de erosão-desnudação derivadas de <math>^{10}\text{Be}</math> e a declividade média, relevo local e área das bacias de drenagem. (A – todas as drenagens tributárias; B – excetuando as sobre xistos)</i>	134
Fig. 112	<i>Diagrama isotópico <math>^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be} - ^{10}\text{Be}</math>, gerado pelo Cronus Earth calculator, versão 2.2 (Balco, Stone et al, 2008). As concentrações de <math>^{10}\text{Be}</math> foram normalizadas para taxas de produção ao nível do mar e em elevada latitude. A linha pontilhada representa o erro (<math>2\sigma</math>) na razão <math>^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}</math>.</i>	136
Fig. 113	<i>Diagrama isotópico <math>^{21}\text{Ne}/^{10}\text{Be} - ^{10}\text{Be}</math>. As concentrações de <math>^{10}\text{Be}</math> foram normalizadas para taxas de produção ao nível do mar e em elevada latitude.</i>	140
Fig. 114	<i>Simulação de ajuste das concentrações de <math>^{10}\text{Be}</math> a uma mudança abrupta de taxas de desnudação de 5 a 20 <math>\text{m My}^{-1}</math> numa paisagem rochosa (rock landscape – RL) – linha pontilhada negra; e numa paisagem de rocha coberta por manto de intemperismo/ solo (soil-mantled landscape – SML) – linha pontilhada cinza.</i>	145

## ÍNDICE DE TABELAS

---

Tabela 01	Átomos-alvo, tipo de decaimento, e principais constantes de nuclídeos cosmogênicos comumente empregados na determinação de idades de exposição e taxas de erosão-denudação.	32
Tabela 02	Nuclídeos cosmogênicos e reações de fragmentação nuclear, captura de nêutrons térmicos e de captura de múons negativos. Fonte: Dunai (2010)	35
Tabela 03	Nuclídeos cosmogênicos, minerais/ elementos alvo, padrão e taxa de produção.	40
Tabela 04	Materiais geológicos à superfície, formação geológica e densidades de partícula e aparente.	111
Tabela 05	Mensurações e observações necessárias para calcular taxas de erosão. Balco et al. (2008)	115
Tabela 06	Parâmetros de saída do cálculo das taxas de erosão por $^{10}\text{Be}$ e $^{26}\text{Al}$ .	115
Tabela 07	Esquemas de cálculo de produção de $^{10}\text{Be}$ e $^{26}\text{Al}$ . Balco et al. (2008)	117
Tabela 08	Parâmetros de entrada para cálculo das taxas de erosão com $^{10}\text{Be}$ e $^{26}\text{Al}$ de acordo com Cronus Earth calculator versão 2.2 (Balco et al. 2008).	120
Tabela 09	Pontos de amostragem, principais litologias, concentrações totais de $^{10}\text{Be}$ , taxas de perda de massa, taxas de erosão e tempo efetivo (esquema de cálculo da Lal (1991)/Stone (2000).	121
Tabela 10	Pontos de amostragem, principais litologias, concentrações totais de $^{10}\text{Be}$ , taxas de perda de massa, taxas de erosão e tempo efetivo (esquema de cálculo da Dunai (2001).	122
Tabela 11	Pontos de amostragem, principais litologias, concentrações totais de $^{26}\text{Al}$ , taxas de perda de massa, taxas de erosão e tempo efetivo (esquema de cálculo da Dunai (2001).	122
Tabela 12	Equações e coeficientes de regressão linear entre as taxas de erosão-desnudação e os parâmetros morfométricos de relevo das sub-bacias de drenagem. Intervalo de confiança (0,05).	135
Tabela 13	Equações e coeficientes de correlação entre taxas de erosão e parâmetros morfométricos de relevo das bacias de drenagem tributárias sem os canais sobre xisto. Intervalo de confiança (0,05)	136
Tabela 14	Teores de $^{20}\text{Ne}$ e $^{21}\text{Ne}$ em sucessivas etapas de aquecimento, razões $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ e $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ e concentração total de $^{21}\text{Ne}$ das amostras.	139

## 1 - INTRODUÇÃO

A exposição de rochas de diferentes propriedades ao intemperismo e os processos de erosão à superfície terrestre oferece uma grande oportunidade para avaliar as relações entre os processos geomórficos e as formas de relevo. Conseqüentemente, serve também para por em teste modelos conceituais de desenvolvimento da topografia.

Especificamente no que tange a relação entre formas topográficas e diferentes tipos de rocha., o registro de formas topográficas constantes sobre rochas de mesmas propriedades foram primeiramente explicadas por Gilbert (1880) em seu relatório sobre as Montanhas Henry como um resultado da interação de auto-regulação entre os processos fluviais e de encosta e materiais rochosos diferentes no mesmo sistema erosivo ao longo do tempo. De acordo com Ahnert (1994a), essa interrelação entre processos e materiais consiste em um verdadeiro sistema de processo-resposta, normalmente ligado por fortes mecanismos de retroalimentação negativa, que sempre tende para o estabelecimento da igualdade das ações (equilíbrio dinâmico), das forças, dos processos dentro do sistema. Nesse sentido, quando variados tipo de rocha compartilham um mesmo canal de drenagem, ou seja, pertencem ao mesmo sistema erosivo, é comum que as encostas assumam formas específicas em cada material, de modo que as rochas de maior resistência relativa aos processos erosivos subaéreos formem afloramentos em forma de domos ou cristas de grande relevo local e com encostas de maior ângulo, enquanto que as de menor resistência apresentem formas suavizadas e de baixo relevo e, sempre recobertas por manto de intemperismo/solo. Hack (1960) usando essa base conceitual de Gilbert (1880), mas ampliando sua interpretação para grandes unidades paisagem dos Apalaches, mostrou que para erodir rochas ‘resistentes’, como quartzitos, na mesma taxa que rochas friáveis, como folhelhos e carbonatos, é necessário mais energia sobre as primeiras, de modo que, a fim de preservar o balanço, os quartzitos sustentam maior relevo e encostas de maior ângulo, enquanto que folhelhos e carbonatos sustentam formas de baixo relevo e com encostas suaves.

Isso significa que o balanço entre forças na Gemorfologia traduzidas em taxas de processos geomórficos e a resistência a essas forças, intrínseca aos materiais rochosos, produzem, ao longo do tempo e em certas circunstâncias, formas topográficas no estado estacionário, isto, é, formas constantes em cada material com taxas de erosão-desnudação uniformes em todo o sistema erosivo. A evidência de formas topográficas no estado estacionário permitiu a descrição de leis transporte, que associam formas específicas a processos geomórficos também específicos, como em Gilbert (1909), Strahler (1950a),

Strahler (1950b), Culling (1960), Langbein e Leopold (1964), Ahnert (1967), Young (1970), Carson e Peltey (1970), Carson e Kirkby (1972), Hack (1973), Hack (1975), Reneau e Dietrich (1991). Essas leis de transporte foram pioneiramente combinadas com as leis de conservação de massa por Kirkby (1971), dando origem aos modelos numéricos de evolução de formas no domínio das encostas, como em Ahnert (1977), Kirkby (1986), Kirkby (1987), Kirkby (1992) e Fernandes e Dietrich (1997) e, posteriormente, no domínio das bacias de drenagem, como em Ahnert (1987a), Ahnert (1987b), Ahnert (1987c), Willgoose et al. (1991), Kirkby (1993), Kooi e Beaumont (1994) e Tucker e Slingerland (1994), entre outros.

No Quadrilátero Ferrífero, localizado no sul do cráton do São Francisco, MG, a topografia está intimamente relacionada com a estrutura geológica, conforme Hader e Chamberlin (1915), Barbosa (1966) e Dorr (1969). Os terrenos são compostos de rochas metassedimentares dobradas da idade paleoproterozóica e arqueana, intercaladas por unidades compostas por rochas granito-gnáissicas de idade arqueana. Nesse terreno os metassedimentos normalmente mais resistentes ao intemperismo e à erosão, como quartzitos e itabiritos (formações ferríferas bandadas recobertas por crostas ferro), formam cristas alongadas e elevadas, enquanto as rochas tenras, como xistos, formam compartimentos de baixo relevo, caracterizados por colinas e interflúvios de baixa altitude e recobertos por expesso manto de intemperismo. Baseados em relações de campo entre formas de relevo e os tipo de rocha Tricart (1961), Barbosa e Rodrigues (1965) e Varajão (1991) interpretaram essa topografia como resultado da ação da erosão diferencial sobre aquelas rochas, de modo que a resistência desempenhou um papel importante na produção de relevo. Isso implica que no curso da evolução da paisagem as taxas de erosão foram permanentemente diferentes em cada tipo de rocha durante todo o tempo (Flint, 1963; Thornbury, 1969; Rahn, 1971; Sparks, 1971; Gerrard, 1988; Goudie, 1990; Clayton e Shanmoon, 1998). Taxas de erosão-desnudação no longo-período derivadas de mensurações de  $^{10}\text{Be}$  em afloramentos de rocha e sedimentos fluviais dão suporte empírico a tal interpretação (Salgado et al. 2006, Salgado et al., 2007; Salgado et al., 2008; Varajão et al., 2009).

Apesar dessa coincidência entre formas topográficas e litologias parecer existir, inevitavelmente, surgem algumas questões, tais como: Quais os processos geomórficos criaram as formas específicas em cada tipo de rocha ao longo do tempo? Mesmo alguns trabalhos experimentais de laboratório de Sklar e Dietrich (2001) ou classificações empíricas indiquem que as propriedades das rochas, como a resistência à tensão de massas rochosas intactas, como em Selby (1980), Selby (1982), Moon e Selby (1983) e Moon (1984) exerçam um controle sobre as taxas de erosão, ainda temos uma capacidade limitada, segundo Molnar

et al. (2007), para definir quantitativamente o que significa 'rocha resistente' e 'friável' e prever como os propriedades resultam em formas de relevo diferentes,.

Teriam as taxas de erosão-desnudação permanecido unidirecionalmente diferentes em cada tipo de rocha durante todo o tempo de elaboração das formas topográficas? Como isso seria possível em sistemas abertos, regulados por mecanismos de retroalimentação negativa, onde sempre há a tendência de ajuste entre formas e processos geomórficos? Sob a perspectiva da igualdade das ações (Gilbert, 1880) dentro de um único sistema erosivo, períodos de ajuste transitório, onde as taxas de erosão são diferentes em cada tipo de rocha, existem após oscilações significativas na entrada de energia do sistema através de perturbações tectônicas ou climáticas, antes que os processos e diferentes materiais iniciem o ajuste entre si, de modo que todas as partes da paisagem sejam erodidas na mesma taxa (Ahnert 1987a).

Um sistema caracterizado pela igualdade de ações ou em equilíbrio dinâmico as formas de relevo tendem ao estado estacionário, isto é, elas são independentes do tempo. Porém, isto não impede a ocorrência de pequenas oscilações nas taxas dos processos geomórficos, como as provocadas por oscilações climáticas e por reativações ou novos pulsos tectônicos, como evidenciadas por Willgoose et al. (1991), Dorsey e Roering (2006) e Kirby et al. (2007) ou pelas geradas por variações de curto prazo nas propriedades das rochas, como mostradas por Tucker e Slingerland (1996). Mudanças persistentes e de grande magnitude na entrada de energia criam fases de ajuste transitório dentro dos sistema erosivo, como as mostradas nos trabalhos de Schlunegger et al. (2002), Pratt-Sitaula et al. (2004), Schlunegger e Schneider (2005), Norton et al. (2008) onde as taxas de processos geomórficos encontram-se desbalanceadas. Mesmo sob esse estado, a abordagem do da igualdade das ações, fortemente enraizada na termodinâmica, constitui um bom referencial teórico porque, conforme Pazzaglia e Brandon (2001), ela permite entender a magnitude das perturbações e quantificar os tempos de relaxação do sistema erosivo. Ou ainda, segundo Whittaker et al. (2007) e Attal et al. (2008), ela pode fornecer dados empíricos importantes para calibração de modelos numéricos que operam no estágio de ajuste transitório.

Apesar das evidências de campo serem promissoras, para dar suporte à hipótese do estado estacionário para as formas topográficas específicas em cada litotipo do Quadrilátero Ferrífero, é necessário mensurar taxas dos processos geomórficos numa escala de tempo da ordem de  $10^4$  a  $10^6$  anos.

Segundo Lal (1991), Siame et al. (2000), Gosse e Phillips (2001), Bierman e Nichols (2004) e Granger e Riebe (2007), a mensuração de nuclídios cosmogênicos produzidos *in situ*

em rocha à superfície ou em sedimentos fluviais permite a obtenção de taxas de erosão-desnudação em várias escalas espaciais e temporais que são apropriadas para quantificação das taxas e dos estilos de evolução topográfica, como observadas por Small e Anderson (1998), Riebe et al. (2000), Matmon et al. (2003a), Matmon et al. (2003b), Vanacker et al. (2007) e Cyr e Granger (2008). Ela permite também a compreensão dos controles e da eficiência dos processos geomórficos, conforme von Blanckenburg (2005) e o estabelecimento de conexões entre mudanças climáticas e/ou tectônicas e as respostas da paisagem física àquelas perturbações (Pratt-Sitaula et al. 2004, Quigley et al. (2007) e Norton et al. (2008).

Esse trabalho objetiva determinar as taxas de erosão-desnudação a partir da concentração de nuclídeos cosmogênicos produzidos *in situ* ( $^{10}\text{Be}$ ,  $^{21}\text{Ne}$  e  $^{26}\text{Al}$ ) em sedimentos fluviais, provenientes de bacias de drenagem tributárias que cortam litologias com marcadas diferenças de resistência relativa, como quartzitos, xistos e litologias mistas, mas que compartilham o mesmo canal tronco coletor, o rio da Prata, localizado na borda E do Quadrilátero Ferrífero. Logo, a abordagem empregada foi a da estimativa das taxas de erosão-desnudação na escala de bacias de drenagem, conforme Brown et al. (1995), Granger et al. (1996) e Bierman e Steig (1996).

Para confirmar a hipótese da topografia em estado estacionário espera-se que as taxas dos processos sejam independentes das litologias, ou seja, sejam espacialmente uniformes dentro do sistema erosivo (Matmon et al. 2003a; 2003b), que apresenta formas topográficas específicas em cada tipo de rocha.

Nesse caso, sob uma escala de tempo de  $10^5$  anos e sob taxas de incisão fluvial constantes, é possível que dois tipos de rochas muito diferentes possam ter sido erodidos à taxa semelhantes. E se assim for, as suas diferenças de forma poderão lançar pistas importantes de como as propriedades das rochas influenciam os processos geomórficos e, portanto, de como os processos geomórficos produzem formas topográficas específicas.

Objetivos específicos:

- Discutir o método de mensuração de taxas de erosão-desnudação com  $^{10}\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}$  em bacias de drenagem onde o mineral-alvo (quartzo) não é uniformemente distribuído;
- Utilizar a abordagem de múltiplos nuclídeos cosmogênicos de forma de desvendar a história de exposição-erosão das sub-bacias de drenagem em cada grupo litológico na escala de milhares de anos pelo diagrama isotópico  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ - $^{10}\text{Be}$

(Lal e Arnold, 1985; Lal, 1991; Gosse e Phillips, 2001) para a escala de milhões de anos usando o diagrama  $^{21}\text{Ne}/^{10}\text{Be}$ - $^{10}\text{Be}$  (Graf, 1991), de forma a verificar se as taxas de processos geomórficos operaram no equilíbrio dinâmico nessas diferentes escalas de tempo (Lal, 1991; Nishiizumi et al, 1991; Kober et al. 2007;. Miller et al, 2006).

- Correlacionar as taxas de erosão-desnudação de cada bacia de drenagem em cada litotipo com parâmetros morfométricos de relevo (relevo local, gradiente médio de encosta e área das bacias de drenagem);

No 2º. Capítulo abordará-se o princípio da igualdade das ações ou equilíbrio dinâmico em Geomorfologia. No 3º. Capítulo abordara-se a técnica dos nuclídios cosmogênicos produzidos *in situ* na determinação de taxas de erosão à superfície terrestre. No 4º. Capítulo mostrara-se a área de estudo onde será testada a hipótese aqui levantada.

## 2 O PRINCÍPIO DA IGUALDADE DAS AÇÕES OU EQUILÍBRIO DINÂMICO

### 2.1 Rochas, processos geomórficos, formas topográficas e o princípio da igualdade das ações

A existência de diferentes formas de relevo sobre diferentes materiais rochosos à superfície terrestre tem sido tema recorrente de debate na Geomorfologia desde o século XIX. A Geomorfologia sempre focou na quantificação de forças envolvidas na elaboração da topografia, especialmente aquelas associadas aos processos erosivos pela água corrente, gelo e gravidade (Selby 1993; Ritter et al. 1995) e a resistência dos materiais a esses processos devido à estrutura geológica e aos diversos materiais que compõem a crosta terrestre (Selby 1980; Moglen e Bras 1995; Molnar et al. 2007).

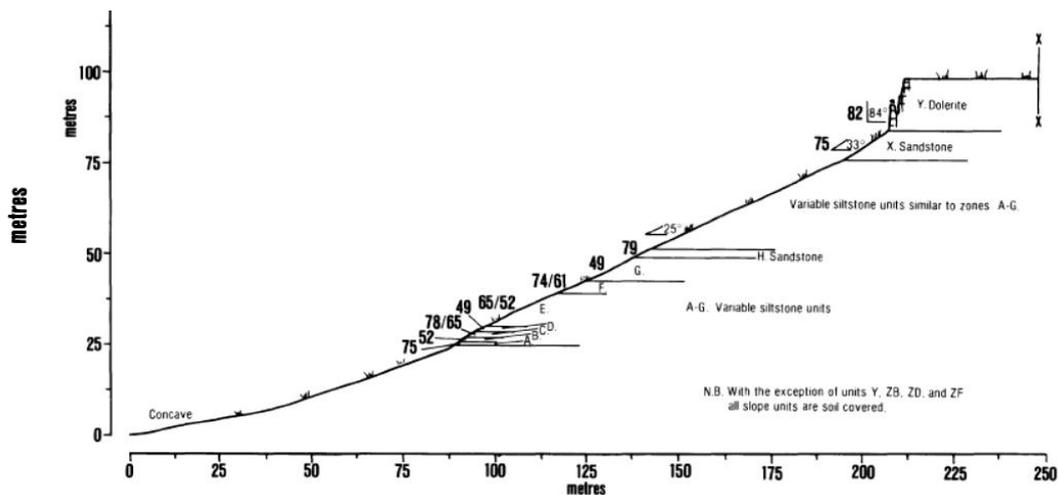


Figura 1. Perfis de escarpamentos rochosos na África do Sul, mostrando o ajuste entre a resistência à tensão das rochas mensurada em campo e o ângulo de encosta. (Moon e Selby 1983)

A mecânica de rochas mostra que a altura de uma massa rochosa intacta é uma função não linear da resistência à tensão das mesmas mensuradas em campo com o martelo de Schmidt – Fig 1 (Selby 1980; Selby 1982; Moon e Selby 1983; Moon 1984; Howard e Selby 1994; Schmidt e Montgomery 1995; Korup 2008). Essa lei prediz que encostas de elevada declividade e grande relevo a materiais rochosos de maior resistência relativa. Entretanto, essas análises restringem-se aos ambientes desérticos onde a baixa taxa de intemperismo associada a maior eficiência dos processos de escoamento à superfície permite o desenvolvimento de formas topográficas diretamente sobre as rochas (Howard e Selby 1994).

A resistência à tensão de rochas intactas medidas em amostras de laboratório (Fig. 2) também tem sido usados para inferir processos de abrasão de leitos fluviais rochosos (Sklar e Dietrich 2001), de forma a estimar os valores da constante K da lei de incisão de (Howard e Kerby 1983; Howard 1994).

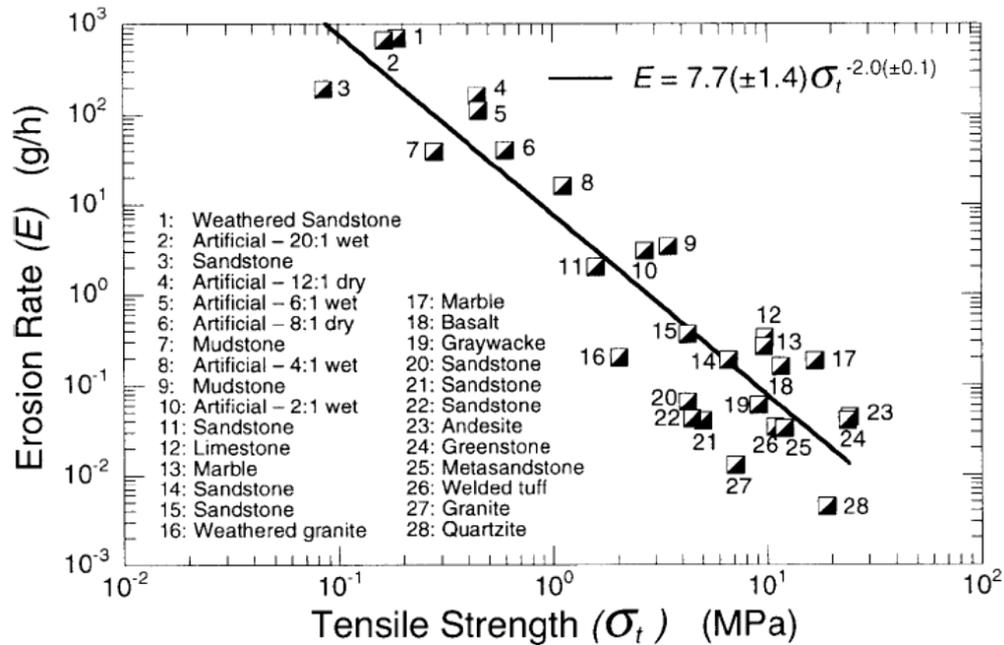


Figura 2. Variação da taxa de erosão com a resistência a tensão de vários materiais rochosos. (Sklar e Dietrich, 2001)

A situação é muito mais complicada quando a massa rochosa é cortada por juntas e fraturas, sendo aí necessário aplicar o esquema empírico de classificação de massas rochosas quanto à resistência de Selby (1980). Esse esquema tem sido validado estatisticamente por (Abrahams e Parsons 1987). Como na natureza quase sempre as rochas expostas à superfície terrestre apresentam juntas de alívio de pressão e/ou fraturas geradas por esforços tectônicos, a definição de rocha resistente e friável no que tange a resistência ao trabalho geomórfico torna-se qualitativamente imprecisa.

O controle parcial das formas das encostas exercido pela resistência das rochas aos processos de erosão e intemperismo tem sido amplamente reconhecido pelos geomorfólogos (Howard e Selby 1994) e o papel da resistência diferencial das rochas a esses processos foi reconhecido desde as primeiras explicações qualitativas de evolução do relevo, por exemplo, em (Davis 1899), e é bem estabelecido como conceito em vários livros texto de Geomorfologia (Thornbury 1969; Sparks 1971; Gerrard 1988; Easterbrook 1999).



Figura 3. *Hogback* formado por crista capeada por arenito Dakota, Colorado, USA. Fonte: Bruce Railsback



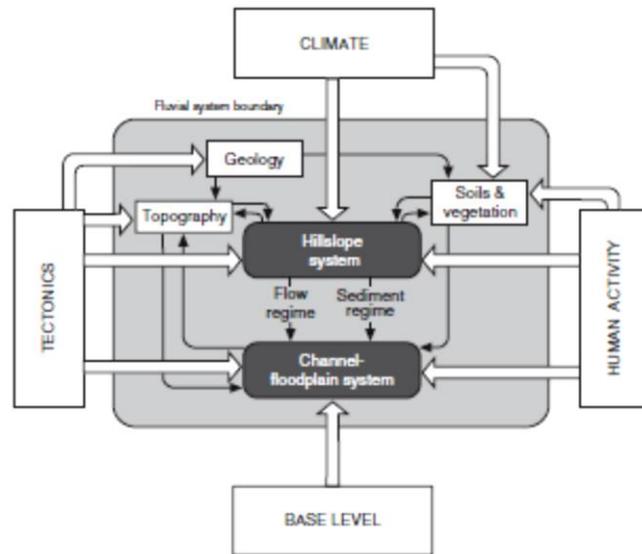
Figura 4. Crista de quartzito adjacente a interflúvios rebaixados em xisto coberto por espesso manto de intemperismo, Serra da Água Limpa, Quadrilátero Ferrífero, MG.

Entende-se erosão diferencial como um processo no qual os materiais rochosos relativamente menos resistentes, como folhelhos e xistos, ou rochas de mesma resistência, mas possuidoras de maior densidade de linhas de fraqueza, como juntas e falhas (Twidale 1971), são erodidas numa maior velocidade que materiais rochosos mais resistentes ou intactos (Fig 5). Dessa forma, os materiais relativamente mais resistentes vão produzir formas topográficas destacadas (figs. 3, 4 e 5), que são, então, controladas pela resistência relativa e pela geometria tridimensional da rocha, que determina a posição relativa da rocha no espaço. Para muitos autores esse processo joga um importante papel no desenvolvimento das topográficas (Flint 1963; Rahn 1971; Sparks 1971; Gerrard 1988; Goudie 1990; Clayton e Shanmoon 1998).



Figura 5. Formação de *bornhardts* por erosão diferencial sobre granitos com diferentes densidades de fratura (Twidale 1981)

Não há dúvida que existam formas topográficas controladas pela estrutura das rochas, como *bornhardts* na Austrália e Namíbia (Twidale, 1981) (Fig. 5) e escarpamentos (Nicholas e Dixon 1986; Weissel e Seidl 1997). Porém, no caso de formas controladas pelos materiais assumir a erosão diferencial implica em dizer que os erosivos são permanentemente seletivo, de modo que as taxas de erosão-denudação em cada geomaterial são sempre diferentes. Mas ao longo do curso da elaboração da topografia em materiais diferentes não haveria ajustes entre materiais, formas e processos geomórficos?

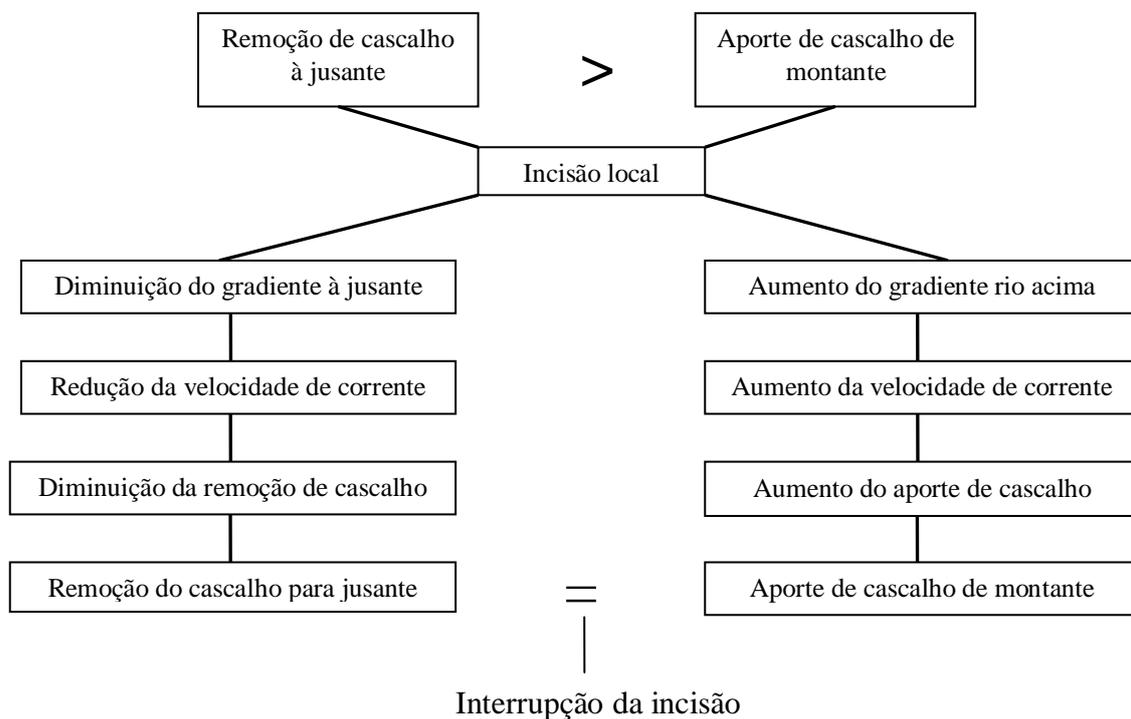


**Figura 6. Representação simplificada do sistema fluvial. (Charlton 2008)**

(Gilbert 1880) observou que dentro de um mesmo sistema sistema erosivo e assumindo um completo acoplamento entre os sistemas fluvial e de encosta, as formas topográficas tendem a ser constantes em cada tipo de rocha. Isso porque o sistema fluvial constitui um sistema físico aberto (Fig 6), onde a entrada de energia ou de matéria do meio externo sempre mantém os componentes dos processos ativos.

Segundo o autor as taxas dos processos geomórficos, por sua vez, respondem à aquela entrada de energia por retroalimentações negativas (Fig . 7), que são mecanismos de auto-regulação, que dirigem os sistema em direção ao estabelecimento da igualdade das ações, que significa, igualdade de forças, de processos, ou equilíbrio dinâmico (*dynamis*, Gr.= força)(Ahnert 1994a).

Ao final do ajuste entre os componentes dos processos e dos materiais dentro do sistema as taxas dos processos geomórficos tendem a ser espacialmente uniformes e independentes do tipo de material (Figs. 8 e 9) isto é, todos os materiais são rebaixados sob a mesma taxa. As formas topográficas, por sua vez, resultantes desse balanço entre as forças (componente do processos) e os materiais (componentes estáticos do sistema), são diferentes e encontram-se no estado estacionário (*steady state*), e logo, mantém-se constantes no tempo (Fig. 8).



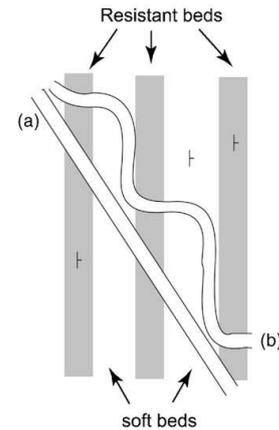
**Figura 7. Representação esquemática das relações funcionais e retroalimentações negativas entre componentes de um sistema processo-resposta num canal de drenagem. (Ahnert 1996a)**

Gilbert (1880) sustenta que o resultado da igualdade das ações ou do equilíbrio dinâmico em entre rochas resistentes e friáveis num mesmo sistema erosivo dá-se através do ajuste dos ângulos de encosta e altura dos divisores. Logo, as rochas de maior resistência relativa permanecem expostas e possuem elevados ângulos de encosta maior relevo enquanto que as de menor resistência relativa mostram menores ângulos de encosta e relevo suave, e são normalmente cobertas por manto de intemperismo/ solo. Então, para Gilbert *op. cit.* os ângulos de encosta eram uma função relativa da erodibilidade do substrato.

Nos ambiente fluvial, mediado por retroalimentações negativas (Fig. 9), os rios sempre tendem a fluir sobre rochas friáveis e, quando encontram rochas mais resistentes, aumentam seu gradiente e/ou diminuem sua largura, criando gargantas epigênicas, como forma de aumentar a força de cisalhamento sobre o fundo do leito para manter uma taxa de erosão constante (Fig 6).



**Figura 8. Rebaixamento de rochas dobradas e de diferentes resistências relativas, sob a igualdade das ações dos processos erosivos. (Gilbert, 1880)**



**Figura 9. Balanço de energia em canal de drenagem atravessando rochas sedimentares dobradas de diferentes resistências: (a) seu curso se ajusta para maximizar a interação com as rochas frágeis - dissipação de energia e (b) minimizar a interação com as rochas resistentes - concentração de energia. (Gilbert, 1880)**

Essa tendência ao estabelecimento da igualdade das ações ou do equilíbrio dinâmico, que é inerente a todos os sistemas físicos abertos, é o que chamamos na termodinâmica química de princípio de Le Chatelier. Na Geomorfologia, a chamamos de princípio de Gilbert.

De acordo com o princípio de Gilbert os componentes das formas de relevo e dos materiais interagem com os processos e tendem ao estado estacionário (*steady-state*), isto é, a um estado caracterizado pela constância dos parâmetros de forma, como altura dos divisores, declividade das encostas, espaçamento dos canais entre outros (Fig 8) ao mesmo tempo em que o sistema opera no equilíbrio dinâmico, que significa balanço entre forças ou taxas de processos geomórficos, logo, apresentando taxas de erosão espacialmente uniformes, independentes das litologias, e balanceadas pelas taxas de soergimento das rochas.

No domínio de topos convexos ou interflúvios convexos e cobertas por manto de intemperismo/solo (Gilbert 1909), reinterpretando o trabalho de (Davis 1892), mostrou que as encostas que erodem a uma taxa constante, onde fluxo de sedimentos é proporcional a distância do topo. Como a gravidade é o agente de transporte primário empurrando os sedimentos encosta abaixo, a encosta torna-se mais inclinada com a distância, como forma de transportar o fluxo de sedimentos e, então, uma encosta convexa é produzida (Figs. 10 e 11).

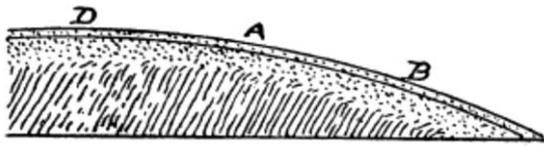


Figura 10. Diagrama de uma encosta, mostrando a zona de rastejo do solo e a posição da superfície em duas épocas. (Gilbert, 1909)

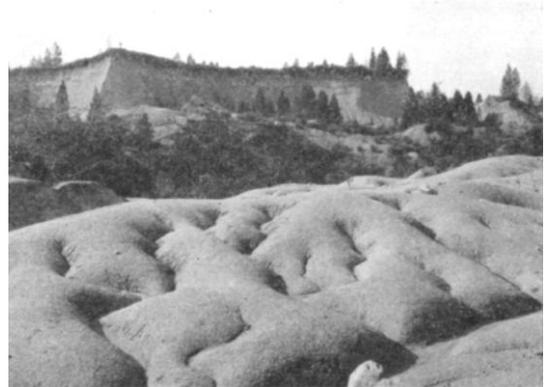


Figura 11. Interflúvios convexos, *Miniature Hills*, CA. (Gilbert, 1909)

Essa idéia foi traduzida matematicamente em lei de transporte, que combinada com equação de conservação de massa por (Culling 1960; 1965), resultou numa equação de difusão, que prediz que o fluxo de sedimentos em topos convexos é proporcional à declividade da encosta, ou a sua derivada (curvatura):

$$\frac{\partial z}{\partial t} = D \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} \quad \text{Eq. 01}$$

Onde:

D = coeficiente de difusão (=  $K/\rho_b$ );

z = elevação;

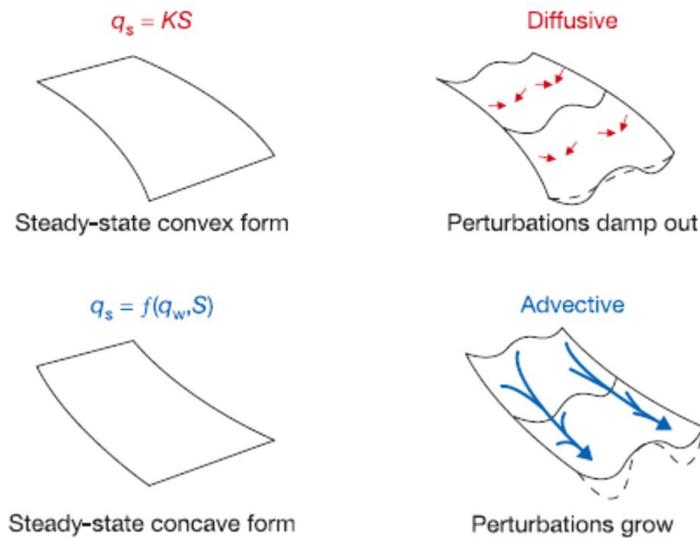
t = tempo;

x = distância do divisor;

Encostas convexas recobertas por manto de intemperismo erodem via processos difusivos lineares (Kirkby 1971; Hirano 1975; Hirano 1976; Armstrong 1980; Armstrong 1987; McKean et al. 1993; Fernandes e Dietrich 1997), como rastejo e salpicamento de patriculas por gotas de chuva, revolvimento do solo por fauna e flora em topos convexos. Ou pela combinação de processos difusivos lineares com processos não-lineares – ver (Roering et al. 1999) e (Heimsath et al. 2005), como movimentos de massa rasos (*slump*, *slips*) que ocorrem em encostas de grande declividade e podem ser influenciadas por um ângulo crítico do material de solo em encostas convexo-retilíneas.

A transição de encostas convexas ou retilíneas para formas concavas nos fundos de vale é reconhecidamente entendida como uma transição de processos, mas a natureza dessa dominância é natureza de debate. Gilbert (1909) argumentou que formas côncavo-convexas refletem uma transição gradual da dominância de processos, de rastejo para transporte por

escoamento com crescentes distâncias do divisor. Gilbert (1880) também sugeriu que a erosão em canais fluviais era proporcional ao produto da vazão pelo gradiente do canal ( $q_s = q_w S$ ), de modo que os canais equalizam automaticamente o gradiente com a vazão em diferentes partes da bacia de drenagem, explicando, assim, a formação de perfis longitudinais côncavos.



**Figura 12. Modelo de estabilidade de (Smith e Bretherton 1972), ilustrando a competição entre processo advectivos e difusivos.**

Isso foi a base para o modelo de análise de estabilidade linear de Smith e Bretherton (1972), no qual os vales formam onde a convergência de fluxos, que geram incisão por ravinamento e/ou voçorocamento, ultrapassa o preenchedimento dos vales por processos difusivos, como rastejo e salpicamento de partículas e outros (Fig.12). A esse modelo foram incorporadas recentemente inúmeras leis de transporte por (Kirkby 1987; Kirkby 1993), que deram origem alguns importantes modelos numéricos de evolução de relevo.

O princípio de Gilbert exposto acima foi delineado explicar a diversidade de formas de relevo dentro de um mesmo sistema erosivo, logo, possuindo limites claros. J. T. Hack (1960) ampliou essa interpretação para unidades de paisagem física muito maiores. A visão da paisagem física inteira como um sistema aberto em estado estacionário foi proposta por Hack (1960) para interpretação da topografia da província *Ridge and Valley* nos Montes Apallaches (Fig.13). Ele sustentou que "para erodir rochas resistentes na mesma velocidade (taxa) que as rochas tenras, mais energia é necessária, de modo que, a fim de preservar o balanço, maiores altitudes e gradientes de encosta são necessários nas áreas de rocha resistentes, no caso

arenitos/quartzitos, enquanto que menores relevos locais e encostas suaves ocorreriam nas áreas de folhelhos'. Então, a altura dos topos areníticos/ quartzíticos são controlados pela espessura das camadas (Fig 13).

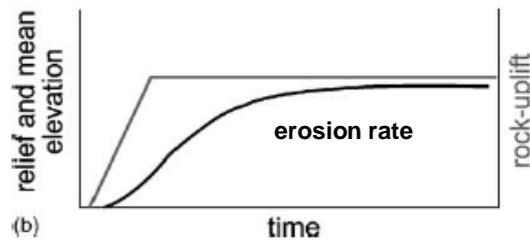


**Figura 13.** Imagem da província *Ridge and Valley* nas montanhas Apalaches, VA, EUA, destacando a sucessão de altos e baixos topográficos sustentados por arenitos e folhelhos, respectivamente, cortados pelo rio Susquehanna. Fonte: AGU ([www.blogs.agu.org](http://www.blogs.agu.org))

## 2.2 Igualdade das ações ou equilíbrio dinâmico em diferentes regimes geotectônicos

Na natureza existem duas formas de equilíbrio dinâmico. O equilíbrio dinâmico do tipo I ou equilíbrio verdadeiro só é alcançado em áreas onde as taxas de soerguimento orogênico são balanceadas pelas taxas de erosão-denudação (Fig. 14), criando uma topografia no estado estacionário, que é comum em áreas se tectonismo ativo (Adams 1985; Willgoose et al. 1991; Harbor 1998; Hovius et al. 2000; Ohmori 2000; Willett e Brandon 2002). É também chamado por alguns (Willett et al. 2001) de 'equilíbrio exumacional'. Esse estado estacionário pode ser gerado também pela queda constante do nível de base (Willgoose et al.1991).

Uma configuração topográfica no estado estacionário (*steady-state*) desenvolve-se entre processos que tendem a soerguer e erodir montanhas, de forma que todos os elementos da paisagem física estão mutuamente ajustados uns aos outros. A paisagem resultante é rebaixada numa taxa de erosão uniforme e sua configuração geral não muda (Gilbert 1880; Hack 1960; Carson e Peltey 1970; Hack 1975; Adams 1985; Whipple 2001; Willett et al. 2001; Stolar et al. 2007).



**Figura 14. Evolução da taxa de soerguimento das rochas e do fluxo de sedimentos (taxa de denudação) num sistema até alcançar o equilíbrio dinâmico. (Pazzaglia 2003)**



**Figura 15. Topografia em estado estacionário com topos de elevação modelados por processos difusivos e vales escavados por processos advectivos. Orland, Califórnia. (Dietrich e Perron 2004)**

Em algumas áreas de tectonismo ativo e de litologia homogênea (Fig. 15), o ajuste quase perfeito entre os componentes do sistema topográfico pode ser avaliado através da regularidade dos parâmetros de forma, como: a altura dos divisores constante, espaçamento constante entre os canais de drenagem, curvatura das encostas constante e outros.

Com relação à taxa dos processos geomórficos (Cyr e Granger 2008) mensuraram taxas de erosão-denudação e de incisão fluvial com o nuclídeo  $^{10}\text{Be}$  em canais que drenam sistemas montanhosos ativos, como nos Apeninos Centrais, na Itália (Fig. 16). Eles encontraram que as taxas de erosão-denudação derivadas do  $^{10}\text{Be}$  eram equivalentes às taxas de erosão modernas, derivadas de mensurações de carga sólida em estações fluviométricas, e que ambas eram balanceadas pela taxa regional de soerguimento, indicando que a condição de equilíbrio dinâmico foi potencialmente alcançada a cerca de 3My no sistema.

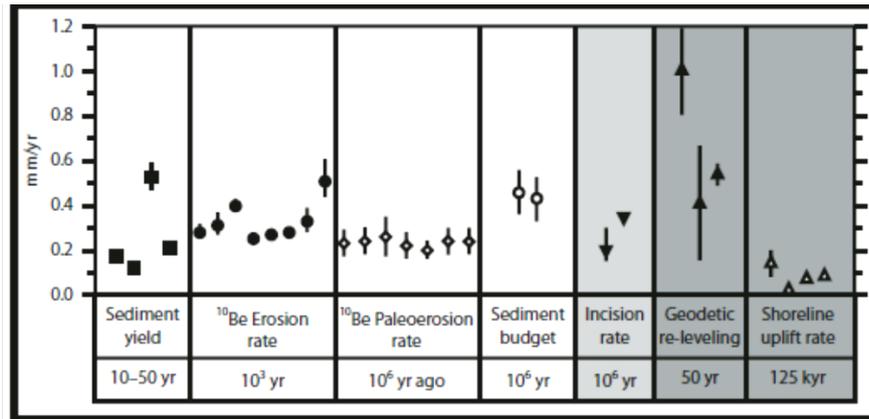


Figura 16. Taxas de erosão-denudação, taxas de incisão fluvial e taxas de soerguimento orogênico, obtidas por inúmeras técnicas em diversas escalas de tempo para a região central dos Apeninos, Itália. (Cyr e Granger, 2008)

Na Sierra Nevada, Califórnia, no entanto, de acordo com (Riebe et al. 2000), alguns segmentos mostraram estar em equilíbrio dinâmico, enquanto outros apresentaram-se em ajuste transitório (desequilíbrio). Nos primeiros que as taxas de erosão-denudação, derivadas do nuclídeo cosmogênico <sup>10</sup>Be, mostraram-se invariantes em relação ao ângulo das encostas (Fig 17B), enquanto que no segundo houve um bom ajuste entre os mesmos (Fig 17A).

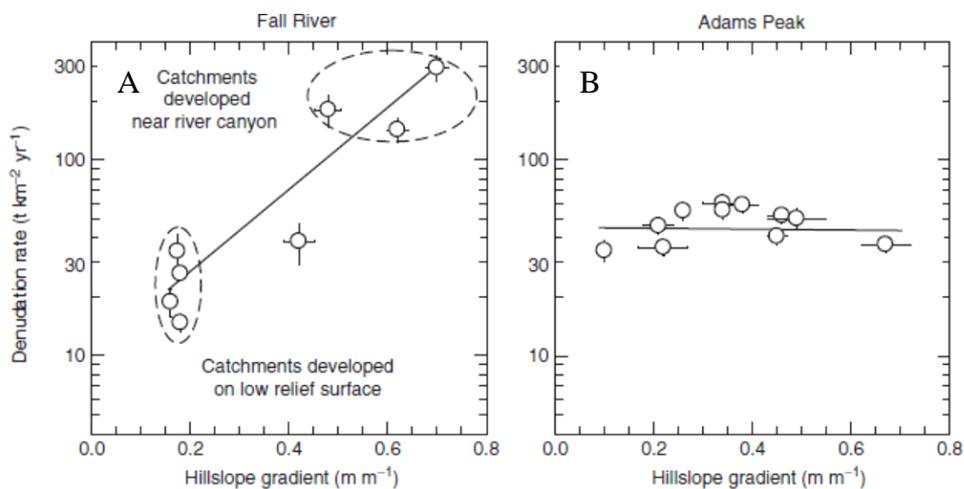
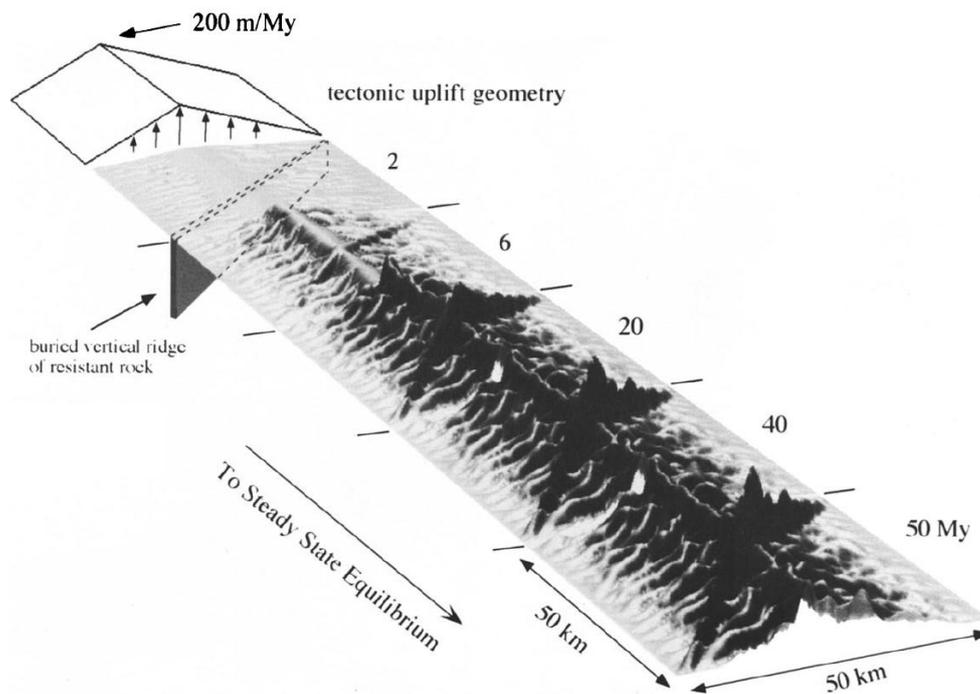


Figura 17. Correlação entre taxas de erosão-denudação e ângulo das encostas. Na localidade A as taxas crescem linearmente com os gradientes das encostas, caracterizando um estado de ajuste transitório entre incisão fluvial, gerada por queda de nível de base, e a erosão nas encostas. Em B as taxas são invariantes quanto o ângulo de encostas, mostrando que a topografia encontra-se em equilíbrio dinâmico. (Granger e Riebe 2007)

Enquanto que em áreas onde o recentemente houve ruptura do nível de base, gerando erosão regressiva a montante em canais de drenagem, as taxas de erosão-denudação variam linearmente com o ângulo das encostas (Fig 17a), nas áreas onde o nível de base permaneceu

estável por um considerável período de tempo, as taxas de erosão-denudação são independentes dos gradientes de encosta (Fig. 17b), ilustrando um ajuste entre a incisão fluvial e o fluxo de sedimentos nas encostas, de modo que todas as partes da topografia erodem á mesma taxa.

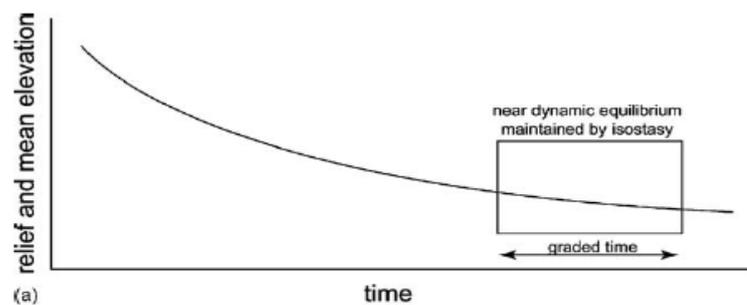


**Figura 18. Evolução de um escarpamento por modelagem matemática com introdução de diques de rocha resistente durante 50 milhões de anos. No estado estacionário (taxa de erosão = taxa soerguimento), os gradientes nos diques são mais elevados que nas rochas encaixantes. Kooi e Beaumont (1996)**

Em áreas de litologia heterogênea espera-se, seguindo o princípio de Gilbert (1880) que as formas se ajustem a cada tipo de rocha. Isso tem sido encontrado, por exemplo, como resultado de modelagem numérica de evolução do relevo (Kooi e Beaumont 1996). Nesse trabalho (Fig. 18) de simulação de evolução de um escarpamento ao longo de dezenas de milhares de anos, diques que rocha de maior resistência que as encaixantes mostram maior relevo local e assumiram fortes gradientes de encosta. Logo, nesse caso, a altura dos divisores e as declividades de encosta serão diferentes e atrelados a cada material geológico.

O estado estacionário também ocorre quando o soerguimento de uma superfície ocorre na forma de pulso (ou da mesma maneira uma perturbação climática), de modo que os tempos de resposta a esses eventos sejam longos em relação à perturbação inicial (Willgoose et al. 1991). Contudo, a evolução do relevo a partir de modelagem matemática (Willgoose et al. 1991; Willgoose et al. 1992; Kooi e Beaumont 1996; Whipple 2001) prevê que não há equilíbrio dinâmico na ausência de soerguimento tectônico ou isostático. Logo, mesmo a tectônica ocorrendo na forma de pulso, para configurar o estado estacionário no sistema erosivo é necessário soerguimento isostático por resposta flexural (Stephenson 1984; Gilchrist e Summerfield 1990; Gilchrist e Summerfield 1991). Dessa forma, as taxas de erosão-denudação têm de ser equivalentes às taxas de soerguimento isostático, com as formas topográficas mantendo-se constantes (Fig. 19), mas sendo lentamente rebaixadas.

É importante salientar que nesse regime o geotectônico, que evolui sob taxas de denudação baixas que  $20 \text{ m My}^{-1}$ , alguns segmentos dentro das bacias de drenagem podem assumir uma longa tendência em direção ao equilíbrio dinâmico, mais sem que os canais alcancem plenamente o nível de base de erosão como nas zonas de cabeceira, onde podem ser encontradas feições ainda não completamente ajustadas às novas condições de energia do sistema morfológico.



**Figura 19. Ajuste entre processos e formas após rápido pulso de soerguimento e prolongado período de decaimento ou balanço por soerguimento isostático flexural em resposta a perda de massa por erosão. Pazzaglia (2003)**

Segundo alguns autores, como Summerfield (1991) e Bull (1991; 2007) esse tipo de equilíbrio dinâmico, postulado por (Hack 1960), constitui um modelo heurístico porque não há evidências de campo que dão suporte a existência de bacias de drenagens ou paisagens físicas inteiras no estado estacionário.

Entretanto, trabalhos recentes em diversas regiões dos Apalaches (EUA), como os de Matmon et al. (2003a,b) e de Duxbury (2009), mensurando taxas de erosão-denudação com o

radionuclídeo  $^{10}\text{Be}$  em canais que drenam as *Smoky Mountains* (Tennessee) *Shenadoah National Park* (Virgínia) respectivamente, mostraram que as taxas de erosão-denudação eram espacialmente uniformes e independentes das litologias, e são similares às taxas obtidas por outras técnicas para diferentes escalas de tempo (Fig. 20), dando provas empíricas rigorosas para o equilíbrio dinâmico de Hack (1960).

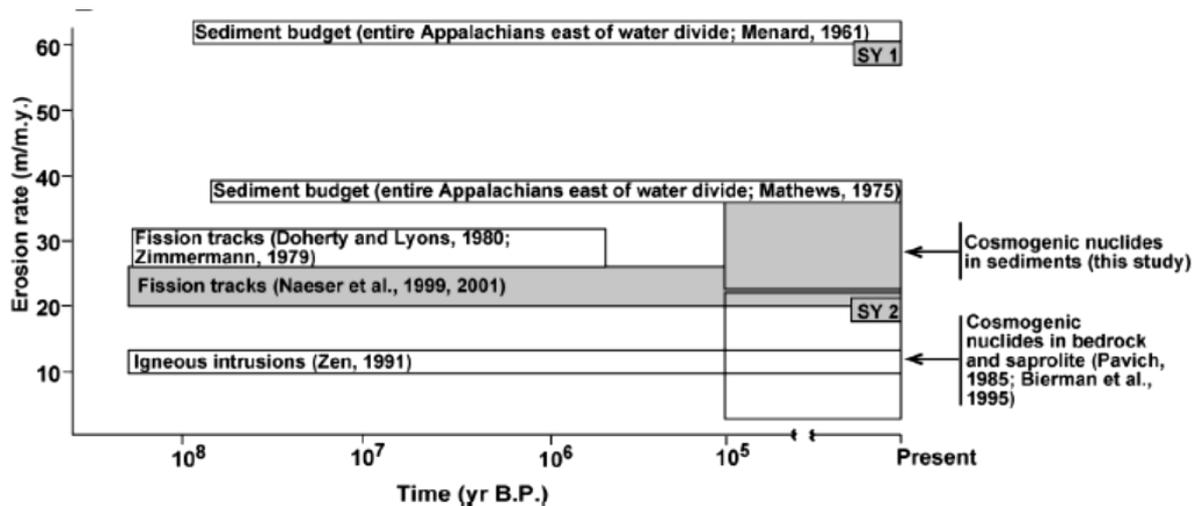


Figura 20. Comparação entre taxas de erosão-denudação oriundas de mensurações de carga sólida em canais fluviais na escala histórica, mensurações de  $^{10}\text{Be}$  em sedimentos fluviais e taxas de exumação advindas de traços de fissão em rochas nos Apalaches, EUA. Matmon et al. (2003a).

Sobre extensos períodos de tempo (da ordem de  $10^6$  anos) muitas paisagens orogênicas modernas parecem alcançar o estado de equilíbrio dinâmico entre as taxas de soerguimento orogênico e de denudação. Contudo, muitas das variáveis observáveis, como: fluxo de sedimentos, ângulos de encosta ou largura de canais de drenagem são sujeitos a oscilações de entrada de energia, como mudanças climáticas e/ou movimentação tectônica episódica ou outros controles que variam irregularmente dentro dos sistemas físicos (Schumm 1973; Tucker e Slingerland 1997) na escala de  $10^4$ - $10^5$  anos. Logo, a flutuação em torno de um provável equilíbrio, isto é, entre episódios de incisão e agradação é uma condição normalmente observável dos sistemas fluviais, conforme (Bull 1991; Porter 1992; Lave e Avouac 2001; Pratt-Sitaula et al. 2004) entre outros, e deve ser avaliada quando se extrapola taxas de processos no longo-período.

Muitos autores argumentam que perturbações climáticas e tectônicas importantes ocorrem frequentemente durante períodos de tempo de 0.1 a 100 mil anos e que estas afetariam as taxas de erosão-denudação (Whipple 2001), invalidando o emprego do modelo,

pois os intervalos de tempo necessários para os ajustes do sistema são tipicamente longos do que a frequência desses eventos (Fernandes e Dietrich 1997; Whipple 2001; Bull 2007). Outros, como (Pratt-Sitaula et al. 2004; Bull, 2007; Whittaker et al. 2007), incentivam a aplicação de modelos que enfatizam o desequilíbrio entre processos e formas para interpretar certas paisagens físicas, principalmente em situações onde a hipótese do equilíbrio dinâmico não pode explicar as formas, como em (Attal et al. 2008).

Mesmo que o estado de equilíbrio dinâmico pleno seja impossível nessas situações, segundo (Ahnert 1987a), a tendência geral ao estabelecimento do equilíbrio dinâmico, inerente a qualquer sistema físico aberto, pode produzir formas próximas do estado-estacionário dentro de uma pequena fração de tempo após a perturbação (Brunsdon e Kesel 1973), desde que a fase de ajuste transitório seja curta (Whipple, 2001). Logo, a abordagem tem alguma validade e constitui uma poderosa base teórica para exploração das inter-relações entre formas de relevo, taxas de processos geomórficos processos de erosão-denudação, tectonismo e materiais, como em (Howard 1994; Moglen e Bras 1995; Whipple e Tucker 1999) entre outros. O estado estacionário da topografia também é assumido na interpretação de dados thermogeocronológicos em termos de taxas de exumação (Gallagher et al. 1998), no efeito da topografia nas taxas de resfriamento observadas.

### **2.3 Igualdade das ações ou equilíbrio dinâmico vs. períodos de desequilíbrio ou de ajuste transitório**

Tanto os modelos conceituais (Davis 1899) quanto os modelos numéricos de evolução de relevo (Tucker e Slingerland 1994; Tucker e Slingerland 1996; Whipple e Tucker 1999; Willett 1999; Willett et al. 2001; Montgomery e Brandon 2002; Baldwin et al. 2003) predizem que a ao longo da evolução de uma paisagem física a distribuição das taxas de erosão-desnudação em uma bacia de drenagem é fortemente depende da história da incisão fluvial. A incisão fluvial em rocha na escala de bacia de drenagem, por sua vez, é uma função potência da área de drenagem ( $A$ ), que é usada como estimativa da vazão ( $Q$ ), e do gradiente do canal ( $S$ ), de acordo com (Howard e Kerby 1983):

$$\frac{\partial h_b}{\partial t} = -k_b A^m S^n \quad \text{Eq. 02}$$

Onde:

$t$  = tempo

$h_b$  = elevação do fundo do canal em relação a um determinado *datum*;

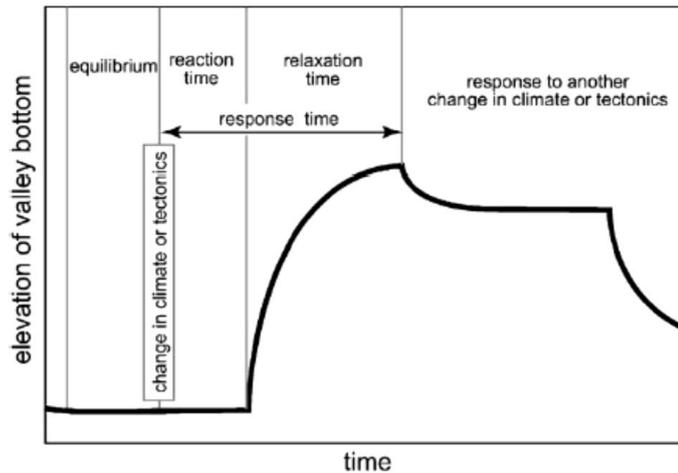
$k_b$ = constante de erosão que reflete a eficiência da erosão para um dado valor de tensão de cisalhamento;  
 $m, n$ = constantes positivas relacionadas aos processos predominantes na bacia de drenagem;

Portanto, tanto oscilações na taxa de soerguimento, que afeta  $S$  ou da intensidade e da duração das mudanças climáticas, afetam  $Q$ ,  $e$ , logo,  $A$ . As fases de desequilíbrio ou de ajuste transitório em sistemas de drenagem comumente ocorrem nas fases de mudanças na entrada de energia por oscilações dos forçantes clima e tectônica.

Nessas fases de desequilíbrio entre forças ou processos, chamada de fase de ajuste transitório, retroalimentações positivas, mais do que negativas, levam a diferenciações progressivas de formas de relevo (Ahnert 1994a). Como exemplo tem-se a extensão da rede de drenagem por erosão regressiva nas fases iniciais de intenso soerguimento (Dorsey e Roering, 2006; Kirby et al., 2007) ou de mudança climática (Norton et al., 2008).

O tempo entre uma perturbação climática ou tectônica e a resposta nas encostas ou no canal de drenagem é chamado de tempo de reação (Fig. 16). Dessa maneira, o tempo de reação é uma medida de sensibilidade do sistema a qualquer mudança na entrada de energia, conforme (Brunsdon e Thornes 1979). Entretanto como evidenciam estudos recentes, as respostas são quase sempre não lineares, pois inúmeros processos dentro dos sistemas encosta-drenagem apresentam limites críticos para iniciação, dentre eles: a formação de canais somente quando o fluxo superficial saturado supera a tensão de cisalhamento (Montgomery e Dietrich 1989; Dietrich 1992), extensão de canais de 1ª ordem por fluxo superficial de saturação, resposta de canais a aumentos de taxa de escoamento superficial (Tucker e Slingerland, 1997; Tucker e Bras 1998), iniciação de erosão em canais sobre rocha (Sklar e Dietrich 2001; Snyder et al., 2003).

Os limites críticos de cada tipo de transporte, que ensejam uma resposta não linear, que, por sua vez, vão aumentar o tempo de relaxação (Fig 16) do sistema como um todo. O tempo de relaxação tempo necessário para alcançar uma nova condição de equilíbrio, após uma mudança na entrada de massa ou energia ou uma mudança operacional interna no sistema (Thornes e Brunsdon 1977). O tempo de resposta seria a soma do tempo de reação e o tempo de relaxação.



**Figura 11. Tempo de reação, tempo de relaxação e tempo de resposta de um sistema processo-resposta (Bull, 1991)**

A geometria em planta e perfil e o tipo de processo operante nas encostas também afeta os tempos de relaxação do sistema de drenagem. Para encostas convexas que evoluem por processos de rastejo (convexas) o tempo de relaxação aumenta linearmente com o comprimento das encostas, de acordo com Ahnert (1987a) e Fernandes e Dietrich (1997). Para encostas convexo-lineares, formadas por rastejo e escorregamentos rasos, o tempo aumenta de forma não linear (Roering et al. 1999). Em encostas dominadas por processos de escoamento superficial (côncavas) o tempo de relaxação aumenta não linearmente da base para o topo (Ahnert, 1987a), devido à diminuição de área de contribuição para o escoamento.

A resistência relativa das rochas também afeta o tempo de relaxação, sendo que rochas mais resistentes têm tempo de relaxação maior (Ahnert 1994a). O tempo de relaxação após evento tectônico ou mudança climática é curto para grandes rios, fluindo sobre rochas friáveis e longos para córregos intermitentes, fluindo sobre rochas resistentes. Localmente rochas massivas aumentam grandemente a vida de quedas d'água (*knickpoints*), que desacoplam trechos rio acima de trechos rio abaixo (Whipple 2001; Wobus et al. 2006; Jansen et al., 2010).

Os setores de drenagem localizados nas cabeceiras também têm maior tempo de relaxação, pois a erosão regressiva é retardada na medida em que a área de contribuição para o fluxo canalizado diminui (Ahnert 1987a). Na prática, em Geomorfologia, a diminuição da velocidade da erosão regressiva em direção a montante explica porque muitas formas reliquiares são preservadas nos principais divisores de drenagem. As cabeceiras de drenagem sobre rocha nunca alcançam o equilíbrio dinâmico pleno (Matmon et al. 2003a; Bull 2007), só

um estado aproximado de equilíbrio, pois possuem um tempo de relaxação ainda muito mais longo.

Uma forte queda do nível de base ou uma mudança climática pode gerar soleiras (*knickpoints*) ou zonas de soleira (*knickzones*) dentro de bacias de drenagem, que podem migrar rio acima (Seidl et al., 1994; Bishop et al., 2005; Crosby et al., 2006) instabilizando encostas laterais e gerando uma segunda perturbação, que são movimentos de massa (escorregamentos), que aumentam o fluxo de sedimentos para os nos canais de drenagem. Ou mesmo podem gerar trechos inteiros desacoplados (Reinhardt et al., 2007; Norton et al. 2008) do nível de base recente. No entanto é preciso assinalar que há soleiras ou zonas de soleiras que são geologicamente controladas (Miller 1991; Alexandrowicz 1994; Phillips, et al. 2010) e que, portanto não foram geradas por mudança de nível de base.

Aumento da produção de sedimentos em canais tributários acima da capacidade de transporte, por sua vez, pode gerar terraços de acumulação ou de abrasão em canais coletores (Repka et al. 1997; Reneau 2000; Shildgen et al., 2002; Fuller et al. 2009).

Nessas fases de desequilíbrio ou de ajuste transitório a taxa líquida de incisão fluvial é muito maior do que a taxa de rebaixamento dos topos de elevação, logo, há produção de relevo (Small e Anderson 1998). As encostas tornam-se mais altas e mais íngremes. Isto leva a um aumento das taxas de denudação, que por sua vez, aumenta a taxa de aporte de sedimentos para base das encostas, que reduz a incisão fluvial é diminuída (atuação de retroalimentação negativa). Por outro lado, o aumento do gradiente das encostas induz a um aumento da denudação dos topos, até que, no equilíbrio dinâmico as taxa de incisão fluvial e taxa de rebaixamento dos topos aproximam-se uma da outra até que elas fiquem virtualmente iguais, resultando num relevo constante (Ahnert 1987a).

Neste tempo, não somente os topos, mas também todos os outros pontos das encostas estarão sendo rebaixados à mesma taxa na qual a base das encostas estão sendo rebaixadas por incisão fluvial, de modo que a taxa média de denudação também alcance o mesmo valor. Como a denudação tende a diminuir a espessura do manto de intemperismo e a taxas de intemperismo da rocha tendem a aumentá-lo, e como a taxa de intemperismo da rocha é uma função da espessura do manto (Gilbert 1880; Heimsath et al. 1997; Heimsath, et al. 1999), a taxa de intemperismo também se torna igual à taxa de denudação e a espessura torna uniforme e constante ao longo do perfil de encosta.

Como vimos que o balanço de massa é essencial no médio/longo-período porque a evolução das formas de relevo é uma expressão direta da remoção e da adição de material rochoso no tempo e no espaço. Vimos também que as taxas de erosão-denudação na escala de

milhares ou centenas de milhares podem dar um suporte empírico à hipótese do equilíbrio dinâmico para evolução de certas paisagens físicas. No caso refutação da hipótese de equilíbrio, isto é, do fato da paisagem física encontrar-se em período de ajuste transitório a alguma mudança nos forçantes clima e tectônica, a abordagem do equilíbrio dinâmico permite de desvendar os tempos de relaxação, situando as formas de relevo e as taxas de processos dentro de um quadro evolutivo.

### 3. NUCLÍDEOS COSMOGÊNICOS PRODUZIDOS *IN SITU*

#### 3.1 Quantificação de taxas de erosão-denudação e o surgimento da técnica dos nuclídeos cosmogênicos produzidos *in situ* (NCPI)

Vimos na seção anterior o quanto são necessárias mensurações de taxas de erosão no médio período ( $10^3$ - $10^6$  anos) para calibrar e testar modelos de evolução do relevo. Entretanto, as estimativas de erosão física residem historicamente no monitoramento de carga de sedimentos de cursos fluviais. A produção de sedimentos tem sido inferida geralmente a partir curvas de produção de sedimentos, estimadas nas estações fluviométricas, ou a partir de armadilhas de sedimentos (Clayton e Megahan 1986).

Embora esses métodos possam produzir resultados satisfatórios, eles podem ser afetados por mudanças recentes de uso do solo (Milliman et al, 1987) ou modificações temporárias na estocagem de sedimento (Trimble 1977; Trimble 1983). Além disso, os resultados de taxa de produção de sedimentos oriundos desses métodos podem não ser representar uma taxa média que possa ser estendida a longos períodos de tempo, principalmente se os processos erosivos são governados episódios de grande magnitude, como eventos climáticos extremos. Esses eventos podem compor uma significativa fração da taxa média de erosão no longo período, especialmente em terrenos montanhosos (Kirchner et al. 2001).

As taxas de erosão-denudação no médio período podem ser estimadas através do volume de depósitos sedimentares em bacias (Guillaume e Guillaume 1982), como leques aluviais (Beatty 1970) ou colúvios acumulados em reentrâncias topográficas (Reneau et al. 1989). Todos esses métodos requerem marcadores estratigráficos datáveis por  $^{14}\text{C}$ , OSL,  $^{10}\text{Be}$  atmosférico entre outros, e uma armadilha sedimentar de grande eficiência de armazenamento de sedimentos. Em circunstâncias muito especiais, as taxas de erosão podem ser estimadas pelo volume/altura de vales incisos em superfícies de idade conhecida, como em derrames vulcânicos (Ruxton e McDougall 1967; Marchand 1971; Seidl et al. 1994) ou terraços marinhos (Chappell 1974).

As taxas de exumação na escala de  $10^7$ - $10^8$  anos, baseadas em mensurações de traços de fissão em apatita ou em análise U/He não podem ser seguramente relacionadas a estabilidades de formas de relevo específicas nem refletem mudanças de formas topográficas na escala de eventos tectônicos e climáticos na escala de milhares de anos.

A descoberta dos nuclídeos cosmogênicos produzidos *in situ* (NCPI) e sua aplicação na determinação de taxas de erosão/denudação foi somente possível através do desenvolvimento de espectrômetros de massa ultrasensitivos (com aceleradores de partícula) no final da década de 1970. Esses instrumentos foram e são capazes de mensurar quantidades de matéria muito pequenas (razões isotópicas extremamente baixas -  $10^{-15}$ ) (Elmore e Phillips 1987).

Até esta data, as mensurações desses nuclídeos restringiam-se a amostras de material extraterrestre (meteoritos e rochas/ solos lunares), cuja quantidade de nuclídeos é três ordens de magnitude maior que a das amostras terrestres, e às amostras de sedimentos oceânicos ou terrestres, que sob certas condições, armazenavam os nuclídeos cosmogênicos produzidos na atmosfera<sup>1</sup> (NCPA), cuja concentração de nuclídeos também é várias ordens de grandeza maior que a das rochas à superfície terrestre. Portanto, amostras desses materiais permitiam o emprego de espectrômetros de massa comuns.

Nesse capítulo vamos abordar os nuclídios cosmogênicos produzidos *in situ* (NCPI), seus os fatores de produção e o embasamento teórico que existe por detrás da sua aplicação aos processos geológico-geomorfológicos, especialmente a derivação de taxas de erosão-desnudação à superfície terrestre.

### 3.1.2 - Partículas cósmicas galácticas: princípios físicos e reações nucleares

A entrada de partículas cósmicas na atmosfera terrestre foi primeiramente inferida em 1912 por Victor Hess, que acoplou eletrômetros (folhas de ouro) em balões que alcançaram 5300 m de altitude. O experimento mostrou um aumento rápido de partículas ionizadas como ganho de altitude atmosférica. As partículas cósmicas primárias constituíam a única fonte de partículas em estudos de física de alta energia, e levou à descoberta de várias partículas subatômicas, incluindo pósitrons<sup>2</sup>, píons<sup>3</sup> e múons<sup>4</sup> (Powel et al, 1959 *apud* (Dunai 2010)).

A Terra, como todos os objetos sólidos do sistema solar é exposta ao fluxo de partículas cósmicas primárias (radiação cósmica). Essas partículas originam-se da explosão de supernovas na Via Láctea e são constituídas por núcleos altamente energéticos de H e He, ou

---

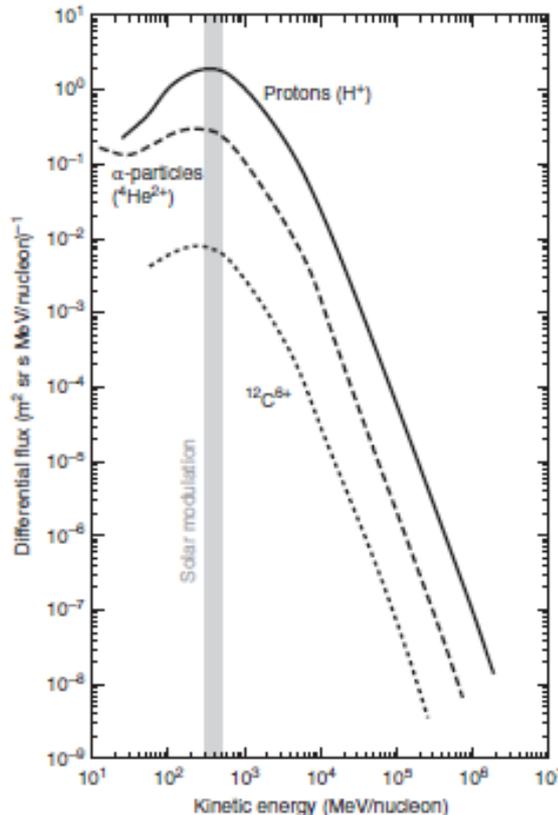
<sup>1</sup> Aqui só abordaremos os nuclídios produzidos *in situ*. Para os atmosféricos ver Turekian e Graustein (2003).

<sup>2</sup> Partículas subatômicas do tamanho de um elétron, mas com carga positiva.

<sup>3</sup> Partículas subatômicas ( $\pi$  mésons) mais leves que possuem uma meia-vida de  $2.6 \cdot 10^{-8}$  s.

<sup>4</sup> Partículas subatômicas, pertencente a família dos léptons, cerca de 207 vezes mais pesadas que os elétrons, oriundas do decaimento de píons.

seja, prótons e partículas- $\alpha$  (Fig. 22), e também de núcleos de elementos de elevado número atômico, como  $^{12}\text{C}$ , produzido nas estrelas (Faure and Mensing 2005). Logo, denominamos esse conjunto de partículas que impingem a Terra de fluxo de partículas cósmicas galácticas (FPCG). As explosões de Supernovas têm ocorrido a cada 50 anos na Via Látea, de modo que o fluxo de FPCG pode ser considerado constante nos últimos 10 milhões de anos.



**Figura 22.** Os principais componentes e o espectro de energia do fluxo de partículas cósmicas galácticas (FPCG) que impinge a Terra. Simpson, 1983 *apud* Dunai (2010)

O fluxo de partículas cósmicas galácticas (FPCG) atinge a Terra em todas as direções e não deve ser confundido com o fluxo de partículas cósmicas solares (FPCS), composto essencialmente de prótons, que é emitido pelo Sol durante os seus períodos de intensa atividade (Fig. 22). O FPCS possui energia muito menor (entre 1 e 100 MeV), logo, sua influência na produção de nuclídios cosmogênicos à superfície terrestre é muito pequena. Entretanto, o FPCS vai afetar a intensidade do campo magnético terrestre, que, por sua vez, modula o FPCG na Terra. Esse efeito será discutido mais adiante.

A única manifestação visível das colisões entre partículas de alta energia e moléculas gasosas na atmosfera da Terra e de outros planetas são as auroras boreais e austrais, que são fótons produzidos pela excitação de átomos na atmosfera (Fig. 23). Fazendo uma analogia

com as partículas cósmicas galácticas, as partículas cósmicas solares (prótons) são defletidas para latitudes elevadas pelas linhas de força do campo magnético dos planetas e excitam átomos de moléculas gasosas, que liberam os fótons nas altas latitudes.

A energia típica do FPCG varia de poucos MeV a  $10^{20}$  eV, como um máximo de poucas centenas de MeV (Fig 22). Essa energia normalmente excede a energia de ligação dos núcleos atômicos de moléculas de  $N_2$  e  $O_2$  na atmosfera superior da Terra (tipicamente 7-9 MeV por núcleon), logo a entrada das partículas cósmicas galácticas na atmosfera vai produzir inúmeras reações nucleares, ilustradas na figura 24.



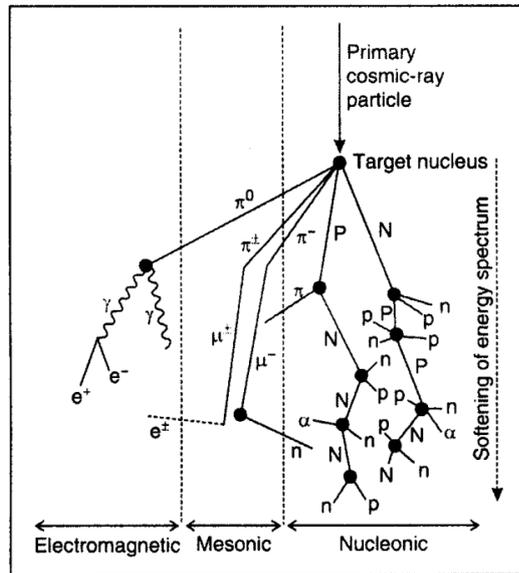
**Figura 23.** Luzes fluorescentes (fótons) produzidas pela ionização de gases na atmosfera causada pela colisão de prótons solares em elevadas latitudes na Noruega. Fonte: [Bjørn Jørgensen](http://apod.nasa.gov/apod/). <http://apod.nasa.gov/apod/>

A principal reação é a de fragmentação nuclear<sup>5</sup> (*spallation*). A reação consiste na remoção de partículas nucleares, essencialmente núcleons (prótons e nêutrons), de um átomo alvo, deixando como produto um átomo-alvo com menor número de massa. Essas reações induzem outras na mesma direção da partícula impactada, de modo a induzir a fragmentação

---

<sup>5</sup> É uma reação que resulta da colisão de núcleons altamente energéticos (prótons e nêutrons de  $>10$ MeV) com núcleos alvos. Ela difere das reações de fissão nuclear porque tipicamente libera múltiplas partículas (prótons, nêutrons, e agregados de núcleons) deixando como produto um nuclídeo residual com menos massa que o núcleo alvo.

nuclear em outros átomos, gerando reações em cascata na alta atmosfera, a chamada cascata hadrônica (Heisinger, Lal et al. 2002a).



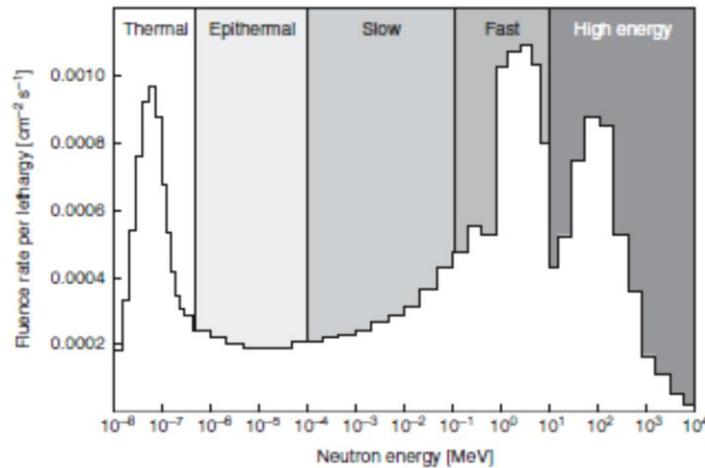
**Figura 24. Cascata nuclear gerada pela colisão de partículas cósmicas galácticas primárias (prótons) e secundárias (nêutrons) com átomos e moléculas na atmosfera superior. P = prótons; N = nêutrons;  $\alpha$  = partículas alfa;  $e^+$  = pósitrons;  $e^-$  = elétrons;  $\gamma$  = raios gama;  $\pi^\pm$  = píons;  $\mu^\pm$  = múons. Fonte: Dunai (2010)**

Como os nêutrons não sofrem perdas de energia por ionização como os prótons (Lal and Peters 1967), pois não possuem carga elétrica, a composição do FPCG modifica-se de dominado por prótons na alta atmosfera para dominado por nêutrons ao longo da cascata nuclear e na baixa atmosfera e à superfície terrestre. Como consequência, ao nível do mar, os nêutrons constituem cerca de 98% do fluxo do FPCG (Masarik e Beer 1999).

Outra característica importante é a perda de energia do FPCG no decurso da cascata nuclear, sendo a energia das partículas secundárias (nêutrons) significativamente menor que a das partículas cósmicas primárias (prótons). O espectro de nêutrons à superfície terrestre tem picos na regiões de 100 MeV, 1-10MeV e <1eV. Os nêutrons de alta energia e os nêutrons rápidos (Fig. 25) vão induzir as reações de fragmentação nuclear em átomos e, conseqüentemente, vão produzir uma infinidade de nuclídios<sup>6</sup> cosmogênicos na atmosfera e nos átomos de minerais à superfície terrestre. A captura de nêutrons térmicos vai ser determinante na produção do nuclídio <sup>14</sup>C na atmosfera e na produção do nuclídio <sup>36</sup>Cl nas

<sup>6</sup> Uma espécie atômica, que é caracterizada por uma combinação única de número atômico e número de nêutrons, por exemplo. <sup>10</sup>Be, que consiste em quatro prótons e seis nêutrons.

rochas à superfície terrestre, logo não será abordada aqui (para mais detalhes ver (Gosse and Phillips 2001) e (Dunai 2010)).



**Figura 25.** Espectro de energia de partículas cósmicas galácticas secundárias (nêutrons) ao nível do mar (Goldhagen et al., 2002 *apud* Dunai, 2010).

### 3.1.3 – Reações nucleares entre partículas cósmicas e materiais terrestres produzindo nuclídios cosmogênicos produzidos *in situ* (NCPI)

A partir dos princípios físicos mostrados na seção anterior é aparente que muitas variedades de nuclídios podem ser formadas por choque de partículas cósmicas contra minerais formadores de rocha à superfície terrestre ou nas proximidades. Todavia, no que concerne à aplicação aos estudos geológico-geomorfológicos, poucos nuclídios vão servir. Para se útil os NCPI devem seguir muitas condições, tais como:

- (i) Ser naturalmente raro nos materiais geológicos. O ideal é que não seja produzido nas rochas que não por reação com partículas cósmicas galácticas.
- (ii) Ser um nuclídio estável ou um radionuclídeo de longa meia-vida;
- (iii) Interferências sejam removidas, como nuclídios meteóricos por dissolução parcial dos minerais, ou como nuclídios radiogênicos, que devem ser mensurados e subtraídos do total de nuclídios produzido.
- (iv) Que se tenha uma razoável compreensão dos mecanismos de produção, como o conhecimento dos principais elementos-alvo e da relativa contribuição das reações de fragmentação nuclear, captura de múons, e reação de múons rápidos na produção total do nuclídeo de interesse;

- (v) Que a mensuração do nuclídeo seja factível, ou seja, seja mensurado com alta precisão;
- (vi) O nuclídeo deve ser produzido e fortemente retido em minerais que ocorrem comumente nas rochas;

Os nuclídeos cosmogênicos produzidos *in situ* mais comumente mensurados são  $^3\text{He}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{14}\text{C}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{36}\text{Cl}$  e  $^{53}\text{Mn}$  (Tabela 1). Eles dividem-se em dois grupos principais: (1) o dos radionuclídeos, que são criados a partir do decaimento de nuclídeos pretéritos e que vão decair futuramente em outros nuclídeos; e (2) o dos nuclídeos estáveis, que são gases nobres incorporados ao retículo cristalino dos minerais.

**Tabela 1. Átomos-alvo, tipo de decaimento, e principais constantes de nuclídeos cosmogênicos comumente empregados na determinação de idades de exposição e taxas de erosão-desnudação.**

Nuclídeo	Átomos-alvo	Tipo de decaimento	Meia vida	Vida-média	Constante de decaimento
$^{10}\text{Be}^*$	O, C	$\beta^- \rightarrow ^{10}_5\text{B}$	1.360	$1,96 \cdot 10^6$	$5,01 \pm 0,26 \cdot 10^{-7*}$
$^{14}\text{C}$	O	$\beta^- \rightarrow ^{14}_7\text{N}$	5,73	8245	$1,21 \cdot 10^{-4}$
$^{26}\text{Al}^{**}$	Si	$B^+, \text{CE} \rightarrow ^{26}_{12}\text{Mg}$	705	$1,02 \cdot 10^6$	$9,83 \pm 0,25 \cdot 10^{-7**}$
$^{36}\text{Cl}$	Ca, K, Cl	$\beta^- \rightarrow ^{36}_{18}\text{Ar}$	301	$4,3 \cdot 10^5$	$2,30 \cdot 10^{-6}$
$^3\text{He}$	todos	$\text{CE}, \beta^+ \rightarrow ^{36}_{16}\text{S}$	Infinita	-	-
$^{21}\text{Ne}$	Si	-	Infinita	-	-

\* (Nishiizumi, Imamura et al. 2007); \*\* (Nishiizumi 2004);

Para compreender como os nuclídeos cosmogênicos podem ser empregados para derivar idades de exposição de superfícies geomórficas ou determinar taxas de erosão-desnudação<sup>7</sup> é necessário saber como eles são produzidos dentro dos grãos minerais à superfície terrestre. A produção dos nuclídeos dentro dos primeiros metros de rocha à superfície terrestre é dominada pelos processos fragmentação nuclear, captura de múons negativos e ação de múons rápidos.

Nas reações de fragmentação nuclear a energia cinética do impacto das partículas cósmicas galácticas arranca prótons e nêutrons dos núcleos dos átomos, deixando, como

<sup>7</sup> Aqui o termo erosão significa remoção de partículas por processos físicos. Desnudação é um termo mais amplo que compreende tanto as perdas de massa por remoção física (erosão), como por dissolução (intemperismo químico).

produto, um átomo ligeiramente mais leve (Fig 26). Ambas as reações de fragmentação nuclear produzem  $^{10}\text{Be}$  e  $^{14}\text{C}$  a partir de um átomo de  $^{16}\text{O}$ , e  $^{26}\text{Al}$  e  $^{21}\text{Ne}$  a partir de um átomo de  $^{28}\text{Si}$ , presentes num grão de quartzo (Fig. 26). Portanto, o quartzo é um excelente mineral para a mensuração de qualquer um desses nuclídeos isoladamente ou de forma múltipla no mesmo mineral, visando determinação de taxas de desnudação ou idades de exposição, uma vez que é um mineral abundante em O e Si, seu retículo cristalino retém quantitativamente todos os nuclídeos mostrados, além de ser resistente ao intemperismo químico.

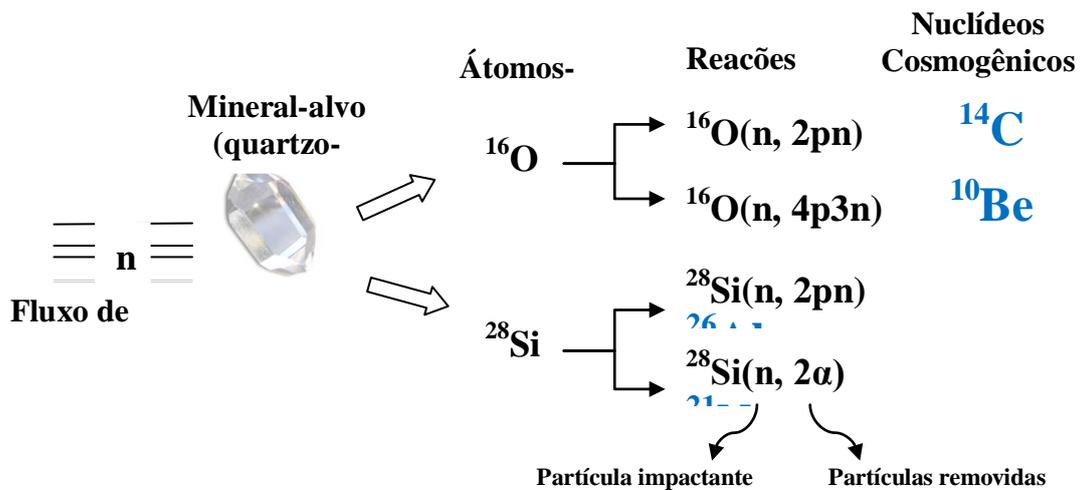
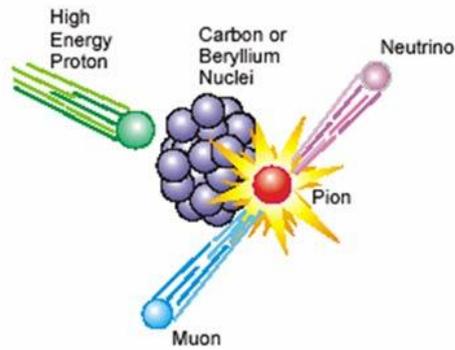


Figura 26. Produção de  $^{14}\text{C}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$  e  $^{21}\text{Ne}$  por fragmentação nuclear de átomos de O e Si por bombardeio de nêutrons em grão de quartzo.

Entretanto, a colisão de partículas cósmicas galácticas primárias com núcleos atômicos na alta atmosfera também produz inúmeros mésons (Figs. 24 e 27). Estes são principalmente píons, que decaem a curta distância para múons ( $\mu^+$ ,  $\mu^-$ ) e neutrinos<sup>8</sup>.

Os múons são produzidos na alta atmosfera (10-15 km de altitude) e têm uma meia-vida bastante curta de cerca de 2.2  $\mu\text{s}$ . Logo, eles deveriam decair antes de chegar a superfície terrestre. Porém, como viajam próximo à velocidade da luz, seguindo o princípio da relatividade especial, os múons dilatam o tempo e comprimem o espaço, e depois de perdas de 2GeV por ionização, alcançam a superfície terrestre. Devido a sua fraca interação com a matéria, os múons penetram a grande profundidade na litosfera. Ao penetrar nas rochas vão produzir nuclídeos cosmogênicos através de reações de captura de múons negativos e ação de múons rápidos.

<sup>8</sup> Partículas subatômicas sem carga elétrica, cerca de centenas de vezes mais leve que o elétron, que interagem fracamente com a matéria.



**Figura 27. Colisão entre um próton e um núcleo de carbono, produzindo partículas subatômicas: um píon, que, em frações de segundo decai para um múon e um neutrino.**

Na reação de captura de múons negativos (Tab. 02) os múons são atraídos pelas órbitas eletrônicas dos átomos. Como os múons são mais pesados que os elétrons, eles reagem com os prótons e formam nêutrons e o excesso de energia quebra o núcleo, liberando neutrinos. A captura de múons é responsável somente por cerca de 2% da produção de  $^{10}\text{Be}$  à superfície terrestre, mas é o modo de produção dominante a profundidades maiores que 3 m.

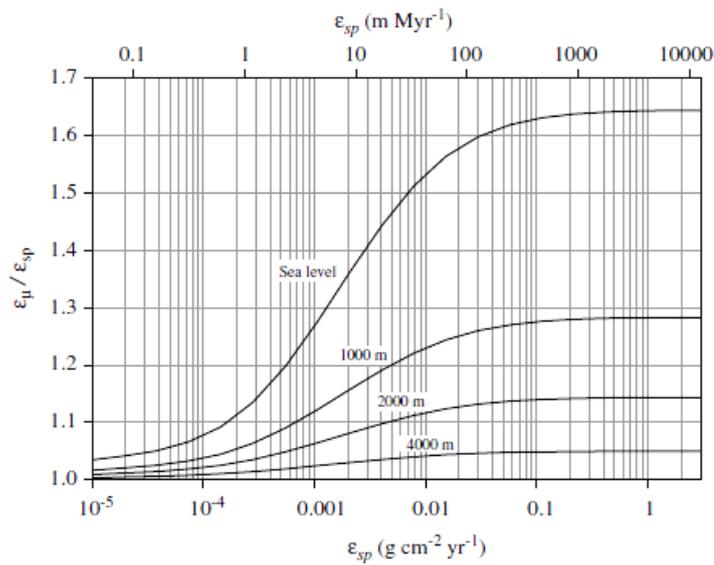
A grande profundidade há ainda as reações causadas por múons rápidos, envolvendo reações como; radiação *bremsstrahlung*, produção de pares, ionização, e espalhamento inelástico, que coletivamente são chamadas de reações de Coulomb (Heisinger et al., 2002a; Heisinger et al., 2002b)

Como a interação dos múons com a matéria é baixa, o comprimento de atenuação para múons negativos ( $\Lambda_{\mu^-}$ ) é de  $1510 \text{ g cm}^{-2}$  e múons rápidos é de ( $\Lambda_{\mu^+}$ )  $4320 \text{ g cm}^{-2}$ , ou seja, bem maiores que para nêutrons.

A contribuição relativa da produção dos nuclídios cosmogênicos por múons ser muitas vezes pequena 3.6-18%, dependendo do nuclídio cosmogênico analisado. Ela é máxima ao nível do mar, com energia de média de cerca de 4 GeV e em profundidades superiores a 50-60cm na litosfera. Logo a contribuição da captura de múons negativos e das reações dos múons rápidos na produção de nuclídios cosmogênicos (Fig. 28) aumenta com a diminuição da altitude e com o aumento das taxas de erosão, podendo chegar a até 40% do total. Portanto é a produção por ação de múons é bastante significativa em sítios ao nível do mar e/ou em regiões com taxas de erosão elevadas. Em superfícies que erodem lentamente ( $< 10 \text{ m My}^{-1}$ ) radionuclídios produzidos a grandes profundidades por múons decaem antes de alcançar a superfície.

**Tabela 2. Nuclídeos cosmogênicos e reações de fragmentação nuclear, captura de nêutrons térmicos e de captura de múons negativos. Fonte: Dunai (2010)**

Nuclídeos	Reação de fragmentação nuclear	Reação de captura de múons negativos
$^{10}_4\text{Be}$	$^{16}_8\text{O}(n, ^3\text{He}\alpha) ^{10}_4\text{Be}$ $^{16}_8\text{O}(n, 4p3n) ^{10}_4\text{Be}$	$^{16}_8\text{O}(\mu^-, \alpha p n) ^{10}_4\text{Be}$
$^{26}_{13}\text{Al}$	$^{28}_{14}\text{Si}(n, 2np) ^{26}_{13}\text{Al}$	$^{28}_{14}\text{Si}(\mu^-, 2n) ^{26}_{13}\text{Al}$
$^{21}_{10}\text{Ne}$	$^{28}_{14}\text{Si}(n, 2\alpha) ^{21}_{10}\text{Ne}$	$^{28}_{14}\text{Si}(\mu^-, \alpha 2n) ^{21}_{10}\text{Ne}$



**Figura 28. Diferença entre taxas de erosão calculadas para elevadas latitudes que levam em conta a produção de nuclídeos em subsuperfície por múons e aquelas que não a levam em conta. As taxas de erosão são referentes a densidade  $2.65 \text{ g cm}^{-3}$ . Fonte: (Balco et al., 2008).**

### 3.2 Nuclídeos cosmogênicos produzido *in situ* (NCPI)

Discutiremos especificamente cada nuclídeo cosmogênico empregado nesse trabalho, a saber: os radionuclídeos  $^{10}\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}$  e o nuclídeo estável  $^{21}\text{Ne}$ . Para informações mais detalhadas de outros nuclídeos, como  $^3\text{He}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ,  $^{26}\text{Al}$  e  $^{53}\text{Mn}$ , consulte Gosse e Phillips (2001) e Dunai (2010).

#### 3.2.1- Berílio - 10

O Berílio tem um nuclídeo estável,  $^9\text{Be}$ , e dois nuclídeos cosmogênicos  $^{10}\text{Be}$  e  $^7\text{Be}$ . O  $^7\text{Be}$  tem uma meia-vida muito curta, portando não sendo útil para aplicações geológicas. O

$^{10}\text{Be}$  tem uma meia-vida de  $1,36 \times 10^6$  uma constante de decaimento  $5,01 \pm 0,26 \cdot 10^{-7}$  (Nishiizumi et al., 2007). Ele é produzido na atmosfera através de fragmentação nuclear de átomos de Nitrogênio e Oxigênio. Sua produção na atmosfera é cerca de 3 ordens de magnitude maior que a média de produção em rochas à superfície terrestre (Gosse e Phillips, 2001). No caso do quartzo é necessário eliminar o  $^{10}\text{Be}$  atmosférico adsorvido à superfície dos grãos através de lixiviação com soluções ácidas diluídas (Kohl e Nishiizumi 1992).

O quartzo é o mineral mais utilizado para mensurar  $^{10}\text{Be}$ , mas também poder ser mensurado em olivinas (Nishiizumi et al., 1990; Seidl et al. 1997; Blard et al., 2008), piroxênios (Blard et al, 2008), sanidinas (Kober et al. 2005) e em carbonatos (Braucher, et al. 2005; Merchel et al. 2008).

Nas rochas este radionuclídeo é produzido por fragmentação dos átomos de Oxigênio e, em menor medida, de elementos mais pesados, tais como, Mg, Al, Si e Ca (Masarik 2002; Kober et al. 2005). Em carbonatos o átomo de Carbono é o elemento-alvo dominante (Braucher et al., 2005). Ao nível do mar e em elevada latitude, múon negativos e interações com múon rápidos, respondem por 3,6% da produção de  $^{10}\text{Be}$  em quartzo (Heisinger et al. 2002a; Heisinger et al. 2002b), um valor que aumenta rapidamente com profundidade abaixo da superfície. A taxa de produção de  $^{10}\text{Be}$  ao nível do mar e em elevada latitude é de  $4,5 \text{ atm g de quartzo}^{-1}$  (Balco et al., 2008).

O  $^{10}\text{Be}$  é o radionuclídeo mais aplicado a estudos geológico-geomorfológicos devido ele possuir uma série de vantagens, como: (i) possuir natureza radioativa; (ii) ser ausente nas rochas; (iii) ter meia-vida longa; e (iv) ser fortemente retido no quartzo, que tem um regime único cristalino, resultando uma taxa de produção de ser uniforme, e é um mineral onipresente na litosfera e resistente aos processos de intemperismo. Logo, esse nuclídeo pode registrar taxas de erosão na escala de  $10^3$ - $10^6$  anos, assim como o datar as amostras até o Plioceno. Em conjunto com  $^{26}\text{Al}$ , o  $^{10}\text{Be}$  é utilizado na datação de sedimentos soterrados (Granger and Smith 2000; Granger and Muzikar 2001), e em conjunto com  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{21}\text{Ne}$  e  $^{14}\text{C}$  pode fornecer informações sobre locais com histórias de exposição complexa (Lal 1991; Nishiizumi et al., 1991; Kober et al., 2005; Miller et al., 2006).

### 3.2.2 – Alumínio-26

O alumínio tem um nuclídeo estável o  $^{27}\text{Al}$ . O nuclídeo cosmogênico  $^{26}\text{Al}$  tem uma meia-vida de  $708 \pm 17 \text{ ky}$  e uma taxa de decaimento de  $9,83 \cdot 10^{-7}$  átomos  $\text{ano}^{-1}$  (Nishiizumi et al., 2004). Como o alumínio é um elemento importante em muitos minerais

e um elemento traço no quartzo, a concentração de  $^{27}\text{Al}$  no quartzo é levada em consideração na mensuração de  $^{26}\text{Al}$ . Se as amostras contêm  $^{27}\text{Al}$  em excesso (centenas de ppm), a relação  $^{26}\text{Al} / ^{27}\text{Al}$  trona-se muito baixa, dificultando a mensuração em AMS é dificultada. Como consequência, apenas quartzo com abaixo teor de  $^{27}\text{Al}$  é atualmente utilizado para aplicações *in situ*.

A produção de  $^{26}\text{Al}$  na atmosfera é baixa porque o seu elemento alvo  $^{36}\text{Ar}$  somente ocorre como traço. Portanto, não problema com a  $^{26}\text{Al}$  atmosférico, como no caso do  $^{10}\text{Be}$ . Lixiviações sucessivas com soluções diluídas de HF e HNO<sub>3</sub> (Kohl e Nishiizumi 1992) são suficientes para baixar o teor de  $^{27}\text{Al}$  em no quartzo, possibilitando sua mensuração. Nas rochas o  $^{26}\text{Al}$  é produzido por fragmentação de  $^{27}\text{Al}$  e  $^{28}\text{Si}$ , como aponta Masarik (2002). Ao nível do mar e a elevada latitude a taxa total de produção é de cerca de 30.0 átomos g<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup> em quartzo (Balco et al., 2008), sendo a captura de múons negativos e as reações com múons rápidos, juntas, respondem por cerca de 4,5% da produção total de  $^{26}\text{Al}$ , segundo (Heisinger et al., 2002 a, b).

Atualmente, o quartzo é o único mineral alvo utilizado para mensurar  $^{26}\text{Al}$ . A mensuração de  $^{26}\text{Al}$  em quartzo é empregada freqüentemente em conjunto com a mensuração de  $^{10}\text{Be}$ , porque a precisão e a reprodutibilidade das determinações  $^{10}\text{Be}$  é melhor que a do  $^{26}\text{Al}$ . Devido à concentração significativa de  $^{27}\text{Al}$  nas amostras, o teor de  $^{27}\text{Al}$  precisam ser determinado analiticamente, o que confere certo grau de imprecisão na mensuração. O par  $^{26}\text{Al} - ^{10}\text{Be}$  é geralmente usado para desvendar histórias de exposição complexas à superfície terrestre (Lal, 1991; Nishiizumi et. al, 1991) e para cálculo de idade de sedimento soterrados (Granger e Smith, 2000;. Granger e Muzikar, 2001).

### 3.2.3 – Neônio-21

Os nuclídios cosmogênicos estáveis são isótopos raros de gases nobres, como  $^{21}\text{Ne}$ . Um nuclídio estável acumula-se indefinidamente nos minerais de rocha expostos ao fluxo de partículas cósmicas galácticas. Devido a sua natureza estável, todos os isótopos presentes no momento da cristalização, ou adquiridos durante a história geológica de uma rocha permanecerão nos minerais, se não forem perdidos por difusão para a atmosfera. Estes nuclídios herdados podem permanecer em inclusões fluidas ou podem ser produzidos por partículas- $\alpha$  na rocha na presença de elementos radioativos como U ou Th (produção radiogênica). Recentemente todo o esforço analítico tem caminhado no sentido de resolver esses componentes, ou seja, separar os nuclídios estáveis cosmogênicos dos radiogênicos.

Nem todos os minerais conseguem reter quantitativamente nuclídeos cosmogênicos estáveis, já que são gases nobres. Por exemplo, o  $^3\text{He}$  é perdido por difusão no quartzo, mas o  $^{21}\text{Ne}$  é retido quantitativamente.

O Ne é pouco mais abundante que o He na atmosfera. Ele tem três isótopos estáveis ( $^{21}\text{Ne}$ ,  $^{22}\text{Ne}$ ,  $^{20}\text{Ne}$ ), mas  $^{20}\text{Ne}$  é mais abundante (90,05% de neon atmosférica). De acordo com (Niedermann 2002) estes três isótopos de neônio são produzidos em taxas similares por meio de reações de fragmentação nos minerais formadores de rocha. Normalmente é a concentração de  $^{21}\text{Ne}$  que é usada para calcular as idades de exposição e / ou taxas de erosão.

A identificação e correção para interferência de neônio não-cosmogênico em uma amostra é conseguida através de diagrama triplo de isótopos de Ne (Fig. 29). Nesses diagramas as misturas entre dois componentes ficam entre as duas linhas retas. A linha de mistura entre Ne atmosférico e Ne cosmogênico é bem definida, de modo que componentes adicionais podem ser quantificados e eliminados.

O neônio não tem ligações químicas no ambiente natural. No entanto, no quartzo ele é retido por forças de van der Waals (Badenhop, 1997 *apud* Dunai 2010). Alguns silicatos como o quartzo e sanidina retêm quantitativamente  $^{21}\text{Ne}$  cosmogênico sob condições ampla faixa ambiental (Kober et al., 2005; Shuster eand Farley 2005), assim como olivinas e piroxênios. Os minerais mais utilizados para datar superfícies expostas são olivina, quartzo e piroxênios. A produção de  $^{21}\text{Ne}$  no quartzo é bem estabelecida por experimentos de seção de choque ou também pode ser obtida por calibração cruzada com outros nuclídeos de produção conhecida, como  $^{10}\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}$  em quartzo, conforme (Balco e Shuster 2009).

Os teores de  $^{21}\text{Ne}$  são aplicáveis em quartzo de superfícies muito antigas (> 5 My) ou em superfícies que são erodidas muito lentamente (<10 m My<sup>-1</sup>), onde ela pode fornecer a informação única que é inatingível com o emprego de outros nuclídeos cosmogênicos (Schafer et al., 1999; Dunai 2001; van der Wateren e Dunai 2001).

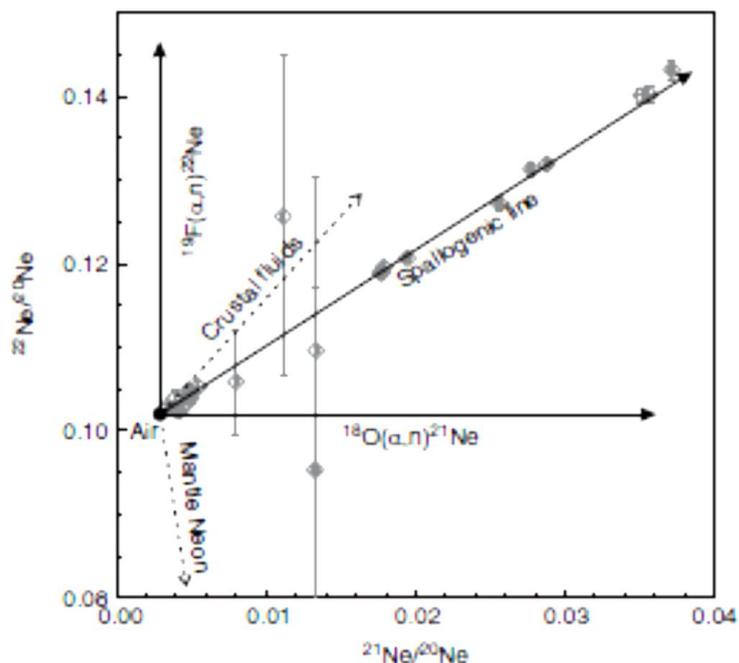


Figura 29. Diagrama isotópico triplo de Ne. Os componentes Ne atmosférico e cosmogênico residem nas extremidades linha entre os eixos principais. A linha de fragmentação nuclear (*spallogenic*) indica a mistura de Ne atmosférico e cosmogênico que são presentes em todas as amostras. Componentes adicionais podem ser  $^{22}\text{Ne}$  e  $^{21}\text{Ne}$  nucleogênicos, produzidos pela reação de íons de F e O com partículas- $\alpha$  e Ne do manto ou da crosta. Dunai (2010)

### 3.3 – Perfis de produção de nuclídios cosmogênicos produzidos *in situ* (NCPI)

#### 3.3.1 – Variação da taxa de produção de NCPI nos sólidos terrestres

A razão fundamental pela qual os NCPI podem ser usados para determinar idades de exposição e taxas de erosão-desnudação de superfícies é a que a taxa de produção de NCPI declina rapidamente com a profundidade. O aumento da concentração de um nuclídeo cosmogênico num grão mineral ocorre quase inteiramente próximo à superfície de modo que eles são exumados pela erosão e intemperismo do material subjacente. Para modelar acuradamente a concentração de nuclídios cosmogênicos numa superfície erosiva é necessário, primeiramente, descrever a variação das taxas de produção com a profundidade.

As taxas de produção de nuclídios cosmogênicos por reações de fragmentação nuclear podem ser escritas pela seguinte equação:

$$P_n(z, t) = P_n(0)e^{-\rho z / \Lambda_{na}} \quad \text{Eq. 03}$$

Onde:

$P_n$  = taxa anual de produção por fragmentação nuclear em determinado ponto da Terra, assumindo uma superfície plana e horizontal;

$P_n(0)$  = taxa integrada a profundidade 0 cm. Para  $^{10}\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}$  e  $^{21}\text{Ne}$ , ao nível do mar e elevada latitude

$z$  = profundidade (cm);

$\rho$  = densidade do material sobrejacente ( $\text{g cm}^{-3}$ );

$\Lambda_{na}$  = comprimento de atenuação para fragmentação nuclear ( $\text{g cm}^{-2}$ );

As partículas cósmicas secundárias têm suficiente energia para penetrar na matéria de modo que depende somente da massa do material alvo, e independe da composição. O comprimento de atenuação das partículas cósmicas galácticas ( $\Lambda$ ) é, logo, determinado pela densidade do material ( $\rho$ ) em  $\text{g cm}^{-3}$ . O comprimento de atenuação pode ser escrito como uma função da massa do material sobrejacente em unidade de pressão ( $\text{g cm}^{-2}$ ).  $\Lambda_n^9$  é uma constante de proporcionalidade, chamada de comprimento aparente de atenuação de partículas ( $\text{g cm}^{-2}$ ) para um dado fluxo.  $\Lambda_n$  é normalmente assumido a  $160 \text{ g cm}^{-2}$  e  $\Lambda_{na}$  varia de 180-200  $\text{cm}^{-2}$ , dependendo da localização na superfície terrestre. As taxas de produção ao nível do mar e elevada latitude encontram-se na tabela 3.

As taxas de produção de cada nuclídeo cosmogênico [ $P_n(0)$ ] em minerais específicos são obtidas de três modos distintos: i) através de mensuração direta e calibração geológica com datações por  $^{14}\text{C}$ , luminescência óptica,  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  e/ou dendrocronologia; ii) através de experimentos de irradiação de alvos (Yokoyama et al., 1977; Nishiizumi et al., 1996; Brown et al., 2000) e iii) através de modelagem numérica (Masarik e Reedy 1995; Masarik e Beer 1999; Masarik, 2002). Para mais detalhes, ver Dunai (2010).

**Tabela 3. Nuclídeos cosmogênicos, minerais/ elementos alvo, padrão e taxa de produção.**

Nuclídeos	Minerais	Elementos-alvo e tipo e contribuição relativa das reações nucleares	Taxas de produção
$^{10}_4\text{Be}$	Quartzo, pyroxênio, olivina	O, Si, (Mg) fragmentação nuclear: 96.4%; muons: 3,6%	4.5 átomos $\text{g}^{-1} \text{ano}^{-1}$ (Balco et al., 2008)
$^{26}_{13}\text{Al}$	Quartzo	fragmentação nuclear do Si: 95.4%; muons: 4.6%	30 átomos $\text{g}^{-1} \text{ano}^{-1}$ (Balco et al., 2008)
$^{21}_{10}\text{Ne}$	Quartzo, pyroxênio, olivina	fragmentação nuclear do Mg, Al e Si: 96.4%; muons 3,6%	18.4-20.0 átomos $\text{g}^{-1} \text{ano}^{-1}$ (Niedermann 2000; Balco e Shuster 2009; Goethals et al. 2009)

<sup>9</sup> É o comprimento padrão de rocha ou outro material (ar, água, sedimento) necessário para atenuar a intensidade do fluxo de partículas em um fator de  $e^{-1}$ , ou seja, cerca de 63% do fluxo.

As taxas de produção devido à captura de múons negativos não podem ser expressas como uma função exponencial pura, devido ao seu espectro de energia mais complicado, segundo Granger e Smith (2001). O espectro determinado empiricamente leva a um perfil de produção que pode ser ajustado a uma profundidade apropriada para a análise dos núclídeos cosmogênicos. Para simplificar, expressamos essa curva como a soma de dois exponenciais:

$$P_{\mu}(z) = P_{\mu-1}(0)e^{-\rho z/\Lambda_{\mu 1}} + P_{\mu-2}(0)e^{-\rho z/\Lambda_{\mu 2}} \quad \text{Eq. 04}$$

Onde:

$P_{\mu}(z)$  = taxa de produção devido à captura de múons negativos (atom g<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup>);

$P_{\mu-1}$  e  $P_{\mu-2}$  = fatores de escala de taxa de produção (atom g<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup>);

$z$  = profundidade (cm);

$\rho$  = densidade do material sobrejacente (g cm<sup>-3</sup>);

$\Lambda_{\mu-1}$  e  $\Lambda_{\mu-2}$  = comprimentos efetivos atenuação de partículas correspondente a profundidade ente 100-5000 g cm<sup>-2</sup>);

Nessa parametrização  $\Lambda_{\mu-1}$  e  $\Lambda_{\mu-2}$  têm valores de 738,6 e 2688 g cm<sup>-2</sup>, respectivamente. A produção de <sup>10</sup>Be ao nível do mar e elevada latitude  $P_{\mu 1}$  e  $P_{\mu 2}$  assumem valores de 0.0096 e 0.0021 átomos g<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup>.

A profundidades maiores que 10m as reações dos múons rápidos tornam-se mais importantes. A forma exata do perfil de produção ainda é objeto de estudo, mas à primeira ordem, pode ser expressa como uma função exponencial do tipo:

$$P_{\mu 3}(z) = P_{\mu 3}(0)e^{-\rho z/\Lambda_{\mu 3}} \quad \text{Eq. 05}$$

Onde:

$P_f(x)$  = taxa de produção devido a interação com múons rápidos (atom g<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup>);

$P_f$  = fator de escala da taxa de produção (atom g<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup>);

$z$  = profundidade (cm);

$\rho$  = densidade do material sobrejacente (g cm<sup>-3</sup>);

$A_f$  = comprimento de atenuação efetiva para múons rápidos (4.360 g cm<sup>-2</sup>);

Conforme Heisinger et al. (2002a ,b), o comprimento de atenuação para múons rápidos ( $\Lambda_f$ ) é de 4320 g cm<sup>-2</sup>. A produção de <sup>10</sup>Be ao nível do mar e em elevada latitude é de 0.026 átomos g<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup>.

Juntas as equações 03, 04 e 05 descrevem com uma boa aproximação da variação da produção de núclídeos cosmogênicos dentro dos primeiros 10 m de solo ou rocha. Enfatiza-se aqui, como em (Granger e Smith, 2001) que as equações 02 e 03 são aproximações somente

válidas para profundidades entre 100-5000 g cm<sup>-2</sup> (0.5-20m em rocha) e que não devem ser extrapoladas para profundidades maiores.

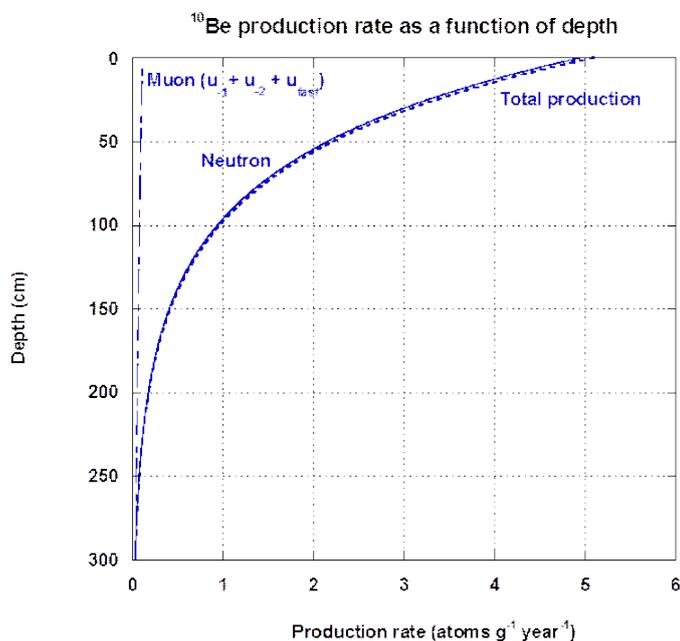


Figura 30. Variação da taxa de produção de <sup>10</sup>Be (4,5 átomos g<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup>, ao nível do mar e elevada latitude) em função da profundidade de rocha ( $\rho = 2.65 \text{ g cm}^{-3}$ ). A produção total é composta da produção por nêutrons, múons negativos e múons rápidos.

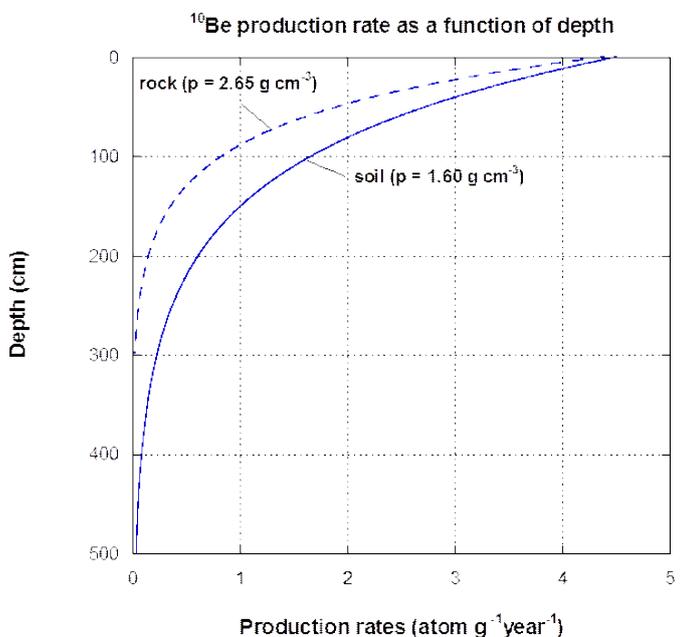


Figura 31. Variação da taxa de produção de <sup>10</sup>Be (4,5 átomos g<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup>, ao nível do mar e elevada latitude) em função da profundidade de rocha ( $\rho = 2.65 \text{ g cm}^{-3}$ ) e de solo ( $\rho = 1.60 \text{ g cm}^{-3}$ ) somente por nêutrons.

O perfil integrado em profundidade das taxas de produção em termos de massa de material penetrado, a partir das equações 03, 04 e 05 e com valores apropriados de produção para  $^{10}\text{Be}$  são ilustrados nas Figs. 30 e 31.

A produção de nuclídios cosmogênicos é influenciada não somente pela densidade do material em profundidade na litosfera. É também modulada pela massa ou profundidade atmosférica ( $\text{g cm}^2$ ), que pode ser representada pela altitude (m) ou por pressão atmosférica (mbar) e pelo efeito do campo magnético terrestre, que pode ser respresentado pela latitude geográfica ou geomagnética, e pelo tempo, através da variação do campo magnético terrestre no tempo geológico. Veremos cada uma dessas influências a seguir.

### *3.3.2 Efeitos da latitude e do tempo nas taxas de produção de NCPI: interação das partículas cósmicas com o campo magnético terrestre*

As partículas cósmicas galácticas são positivamente carregadas, de modo que seu movimento é afetado por qualquer campo magnético ou elétrico na suas proximidades. Os campos vão defletir as partículas, causando aceleração ou desaceleração das mesmas.

Em um campo magnético, a força de Lorenz,  $F_L$ , acelera partículas carregadas radialmente, fazendo com elas façam um movimento perpendicular aos seus vetores iniciais de movimento  $v$  e o campo magnético  $B$ . Quanto maior o ângulo entre o campo  $B$  e o vetor de movimento  $v$ , mais forte será a força de deflexão sobre as partículas (Fig. 32). Além disso, quanto menor a velocidade da partícula, mais ela será defletida pelo campo magnético.



Figura 32. Deflexão de prótons solares pelo campo magnético de Saturno, gerando fótons nos pólos pela fragmentação e excitação de átomos e moléculas atmosféricas. Fonte: NASA. <http://apod.nasa.gov/apod/>

As partículas cósmicas primárias são moduladas pelo vento solar e pelo ciclo de atividade solar (manchas solares) a cada 11 anos, que é indicador da atividade solar (Lal e Peters, 1967). Logo, as partículas cósmicas galácticas com rigidez menor do que 0,6 GeV, em média, não podem se aproximar da Terra (atualmente a modulação solar varia  $\phi$  potencial parâmetro de 0,3-1.2 GV), dependendo da atividade solar, segundo (Masarik e Beer 1999).

### **Rigidez e rigidez crítica do campo magnético**

A *rigidez* do campo magnético (R) é momentum por unidade de carga elétrica. Todas as partículas tendo as mesmas: rigidez magnética, mesmo sinal de carga elétrica e condição inicial, terão as mesmas trajetórias no campo magnético terrestre, independente da massa da partícula e da intensidade da carga. Por exemplo, um próton com uma energia cinética de 10 GeV e uma partícula- $\alpha$  de 5 GeV ambos tendo a rigidez de 10 GV.

$$R = \frac{pc}{e} [GV]$$

Onde:

R= rigidez;

p = momentum da partícula [GeV/c];

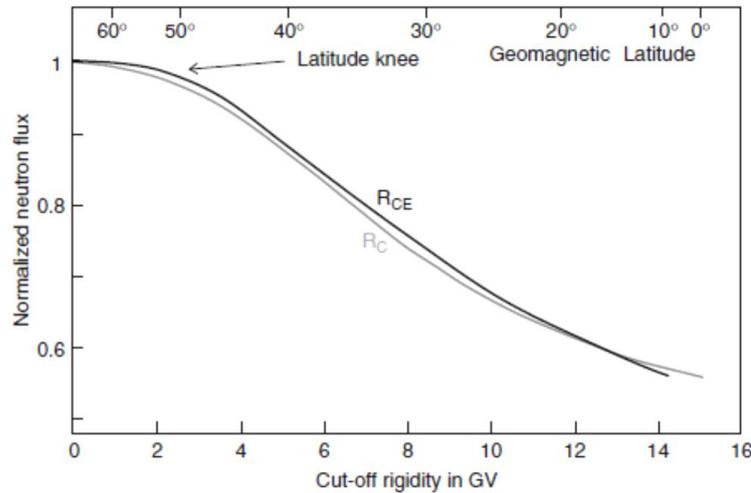
c = velocidade da luz;

e = carga da partícula;

*Rigidez crítica* é a rigidez mínima requerida por uma partícula para penetrar no campo magnético terrestre, normalmente em unidades de GV.

As partículas cósmicas galácticas impingem a Terra na direção predominantemente perpendicular à superfície. Conseqüentemente, próximo ao equador elas viajam perpendicularmente as linhas do campo magnético terrestre, enquanto que nos pólos elas viajam paralelamente a essas linhas. Praticamente toda a rigidez é permitida nos pólos, enquanto que próximo ao equador, a rigidez acima de 10 GV é necessária para uma partícula eletricamente carregada alcançar a superfície terrestre.

A modulação solar limita as energias mais baixas nos pólos de menos de 0,6 GV, e, com conseqüência, o fluxo de partículas cósmicas não aumenta ao aproximar-se dos pólos, mas os níveis de fora na rigidez próximos ao potencial de modulação solar. (Fig 33).



**Figura 33. O fluxo de nêutrons ao nível do mar em função da rigidez crítica do campo magnético terrestre. Dunai (2001). As duas linhas mostram os resultados de duas diferentes abordagens para cálculo da rigidez crítica (RC e RCE). Dunai (2010)**

Além disso, as partículas com energias primárias próximas ao potencial de modulação solar não têm energia suficiente para produzir uma cascata de partículas secundárias na atmosfera, que podem atingir a superfície terrestre. Essa ruptura nas altas latitudes é referida como "joelho de latitude" (Fig. 33). A diminuição do fluxo de partículas cósmicas galácticas no sentido dos pólos ao equador é, por vezes, referida como efeito da latitude (Fig. 33). Se pensarmos a Terra como um dipolo magnético, o corte rigidez (*RC-off*) para partículas verticalmente incidente é:

$$R_C = \frac{M \mu_0 c}{16\pi R E^2} \cos^4 \lambda [V]$$

Eq. 06

Onde;

- M = momento de dipolar;
- $\mu_0$  = a permeabilidade do espaço livre;
- C = a velocidade da luz;
- RE = raio da Terra;
- $\lambda$  = a latitude geomagnética;

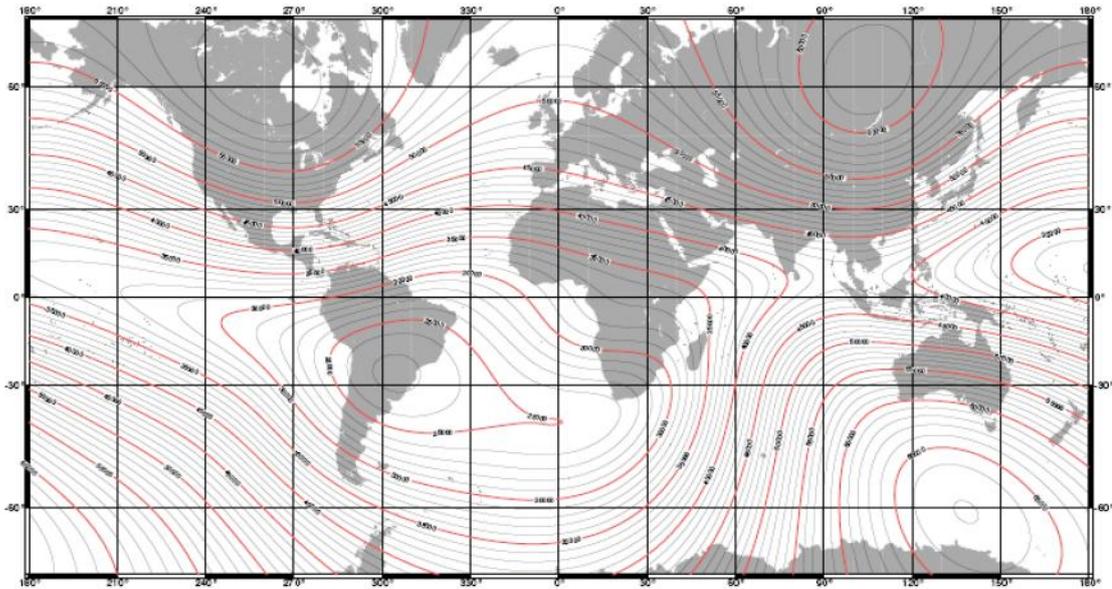
Para permitir a consideração do componente não-dipolar do campo magnético, pois o campo magnético terrestre possui inúmeras anomalias que o difere de um simples dipolo (Fig 34) a Eq. 06 pode ser reescrita como:

$$R_C = \frac{RE}{4} \frac{H_c}{(1 + 0.25 \tan^2 I)^{2/3}} [V] \quad \text{Eq. 07}$$

Onde:

H = a intensidade horizontal do campo magnético;

I = inclinação da partícula incidente;



**Figura 34. Mapa de intensidade total (F) do domínio geomagnético, mostrando que o campo magnético terrestre não é um campo dipolar. Fonte: <http://www.ngdc.noaa.gov/seg/WMM/data/wmm-F05.pdf>, 2007). IGRF (International Geomagnetic Reference Field) epoch 2005.**

Esta equação analítica fornece uma descrição fenomenológica do fluxo de partículas cósmicas. Usando a equação 07 em regiões com campo magnético predominantemente dipolar, locais com o mesmo valor de  $R_C$  deverão receber o mesmo fluxo de partículas primárias, com erros de  $\pm 2\%$ , segundo (Dunai, 2001).

A equação 08 pode ser considerada uma equação dipolar expandida, ela pode falhar na predição de fluxo de partículas em regiões com fortes anomalias magnéticas, com no Atlântico Sul.

As equações 06 e 07 representam uma imagem simplificada do espectro de energia do fluxo de partículas cósmicas. Isto é uma consequência da Terra sólida é opaca para as partículas cósmicas, e algumas trajetórias intrincadas em níveis de energia próximos à rigidez crítica intersectam a Terra e são por sua vez proibidas. As séries de rigidez permitidas e proibidas para as partículas acessadas próximas a rigidez crítica é chamada de penumbra de partículas cósmicas.

Dependendo da latitude geomagnética e da altitude, as variações de força do campo magnético terrestre afetam as taxas de produção de NCPI entre 35-60% para sítios localizados em baixas latitudes ao nível do mar e a grande altitude, respectivamente. Também mudanças na posição dos pólos geomagnéticos causam oscilações instantâneas na produção de NCPI na de 15-35% (Dunai, 2001).

A reconstrução do campo magnético normalmente usada para correção das taxas de produção de NCPI é aquela de (Lifton et al., 2005), baseado em valores de rigidez crítica para um dipolo geocêntrico axial de intensidade oscilante, acrescida do modelo harmônico de (Korte e Constable 2005) para os últimos 7.000 anos. Essa abordagem tenta ligar o vazio temporal entre os valores modernos de trajetória de partículas sob influência do campo magnético atual e os valores integrados no tempo geológico.

### 3.3.3 – Efeitos da atmosfera terrestre nas taxas de produção de NCPI (altitude)

Aqui trataremos da produção de nuclídios *in situ* à superfície terrestre. Para mecanismos de produção de NC na atmosfera e suas aplicações nas ciências da Terra ver (Bowen 1988) e (Turekian e Graustein 2003). Como visto anteriormente, a atmosfera é onde ocorre a cascata nuclear que gera os nêutrons secundários. Depois de alcançar uma produção máxima na atmosfera superior, a abundância de nêutrons secundários diminui exponencialmente com a profundidade atmosférica de acordo com a expressão:

$$N(z) = N_0 e^{-z/\Lambda} \quad \text{Eq. 08}$$

Onde:

$N_0$  = o número de núcleons no topo da atmosfera ( $\text{atm}^{-1}$ );

$z$  = profundidade na atmosfera ( $\text{g cm}^{-2}$ ) ou pressão do ar ao nível do mar (1013,25 mbar);

$\Lambda$  = comprimento de atenuação das partículas ( $\text{g cm}^{-2}$ );

O fluxo de nêutrons dobra a cada aumento de 1500m de altitude (Fig 35), fazendo com que a altitude (profundidade da atmosfera) seja o fator ambiental que mais influencia nas taxas de produção de NCPI. O comprimento de atenuação de partículas na litosfera ( $\Lambda$ ) não é constante (Fig 36), de modo que ele é uma função da latitude geomagnética  $\lambda$  ou da rigidez do campo magnético ( $\lambda$  e RC, respectivamente), e estão relacionados pela na equação 04, e em função da altitude (Lal, 1991; Dunai, 2001; Desilets e Zreda 2003).

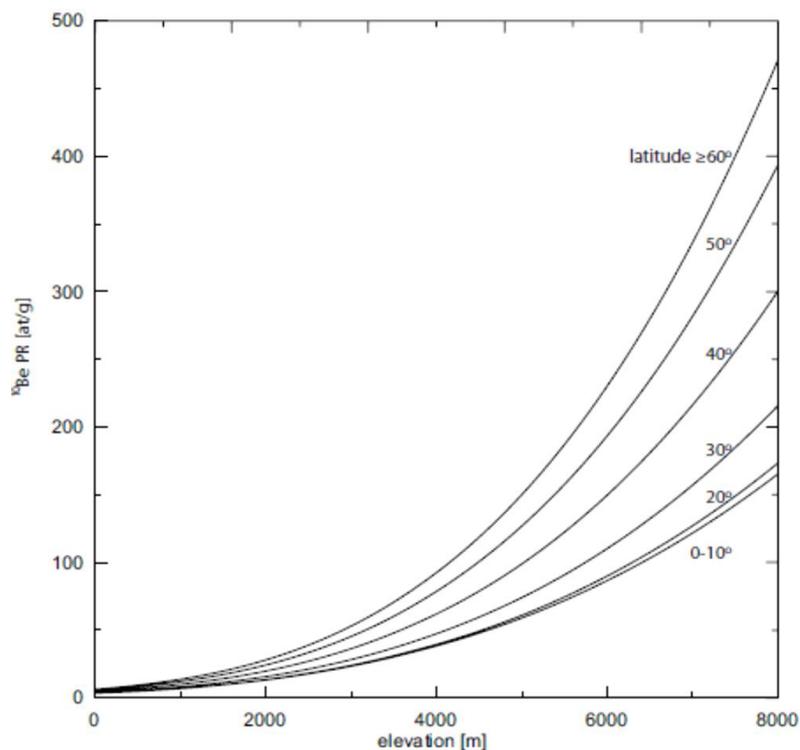


Figura 35. Variação da taxa de produção de  $^{10}\text{Be}$  com a altitude e latitude geomagnética, de acordo com Stone (2000).

A dependência do comprimento de atenuação de partículas  $\Lambda$  em relação à latitude e altitude é um resultado das mudanças nos espectros de energia primária (latitude) e no espectro das partículas secundárias (profundidade atmosférica).

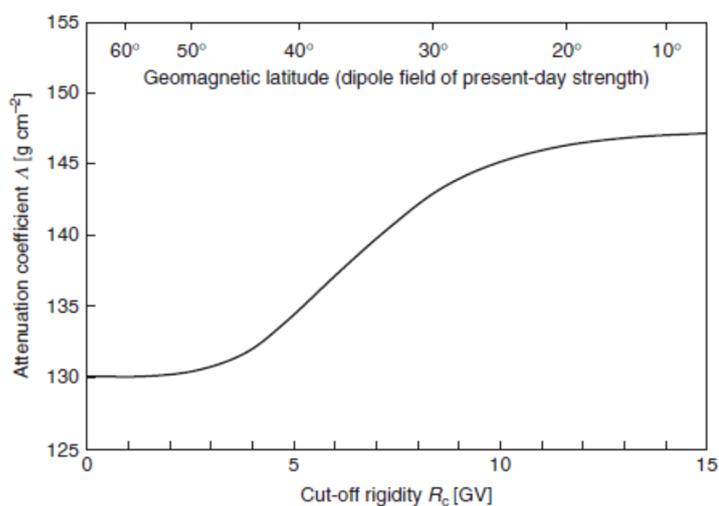
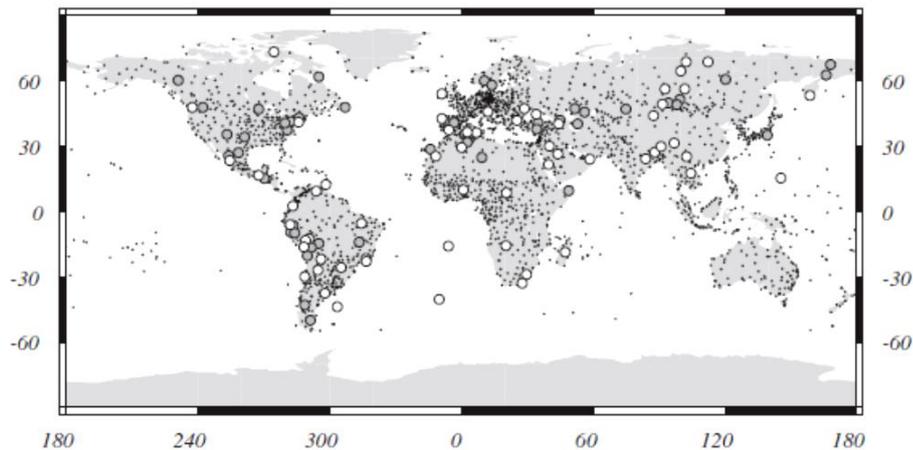


Figura 36. Coeficiente de atenuação de partículas ( $\Lambda$ ) como função da rigidez crítica do campo magnético  $R_c$ . Dunai (2010)



**Figura 37. Representação Geográfica da relação pressão-elevação usada no cálculo de taxas de produção de NCPI. Balco et al. (2008)**

Ao mensurar a concentração de NCPI numa amostra leva-se em consideração a sua altitude, que é, então, convertida em unidade de pressão atmosférica, através de relação pressão-elevação empregada pela Organização Internacional de Aviação Civil (ICAO), que é uma boa aproximação da densidade atmosférica, principalmente para baixas latitudes. Atualmente a pressão atmosférica padrão incorpora dados de pressão ao nível do mar e temperaturas a pressão de 1000 mbar do Centro Nacional de Pesquisa da Atmosfera (NCAR), que reúne ao todo 2873 estações ao redor do globo (Fig. 37), como forma de captar variações regionais na relação pressão-elevação. Mais detalhes estão presentes em (Balco et al., 2008).

Infelizmente, de acordo com Balco et al. (2008), não temos como computar a profundidade média da atmosfera durante o período de exposição ou de vigência da erosão das registrado nas amostras porque os locais de amostragem raramente localizam-se próximos a estações de observação de condições atmosféricas no longo-período e a maioria dos pontos amostrados são muito mais antigos que os registros instrumentais de variação da pressão atmosférica, de modo que mensurações modernas são improváveis de refletir verdadeiras pressões médias por todo o período.

### 3.4 Aplicações dos NCPI na determinação taxas de erosão-desnudação à superfície terrestre<sup>10</sup>

#### 3.4.1 – Modelo teórico

Uma vez conhecida a variação da produção de NCPI com a profundidade em uma dada localidade à superfície terrestre, podemos usá-la para modelar a acumulação da concentração de nuclídios cosmogênicos produzido dentro de grãos minerais sob inúmeras condições.

As equações 03, 04 e 05, que predizem a produção de nuclídios por impacto de nêutrons, captura de múons e ação de múons rápidos, podem ser combinadas para obter a taxa de produção total de nuclídios cosmogênicos uma amostra da forma:

$$P(z,t) = P_n(0)e^{-\rho z/\Lambda_n} + P_{\mu-1}(0)e^{-\rho z/\Lambda_{\mu 2}} + P_{\mu-2}(0)e^{-\rho z/\Lambda_{\mu 2}} + P_{\mu 3}(0)e^{-\rho z/\Lambda_{\mu 3}} \quad \text{Eq. 09}$$

Neste trabalho nós usamos a perspectiva na qual a posição do grão mineral numa rocha é fixa e a superfície se aproxima do grão ao longo do tempo de acordo com a taxa de erosão do meio, como na Física de Lagrange – para mais detalhes, ver Granger e Riebe (2007). Se a superfície em questão não é estável, mas sim erode a uma taxa constante (Lal, 1991), então a profundidade onde localiza-se a amostra da amostra vai ser uma função do tempo:

$$\frac{dz}{dt} = -\varepsilon \quad \text{Eq. 10}$$

Onde:

$\varepsilon$  = taxa de erosão-desnudação ( $\text{g cm}^{-2} \text{ano}^{-1}$ )

A equação 10 pode ser integrada, resultando em:

$$z = z_0 - \varepsilon t \quad \text{Eq. 11}$$

Onde:

$Z_0$  = profundidade da amostra no tempo onde o material foi primeiramente exposto ( $t=0$ ).

---

<sup>10</sup> Para determinação de idades de exposição de superfícies geomórficas consulte Gosse e Phillips (2001), Ivy-Ochs e Kober (2008) e Dunai (2010).

A dependência da concentração de núclídeos cosmogênicos numa rocha  $N_{total}$  em função da profundidade e do tempo é dada por:

$$\frac{\partial N(z,t)}{\partial t} = \sum P_i(z,t) - \lambda N(z,t) \quad \text{Eq. 12}$$

Onde:

$N$  = concentração de nuclídeo cosmogênico ( $\text{atm g}^{-1}$ );  
 $P_i(z,t)$  = taxas de produção de nuclídeos dadas pelas equações 3,4 e 5 ( $\text{atm g}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ );  
 $z$  = profundidade da rocha (cm)  
 $t$  = tempo (anos);  
 $\lambda$  = decaimento radioativo ( $\text{ano}^{-1}$ );

Substituindo a equação 09 e 11 em 12, e assumindo uma condição inicial  $t = 0$ , temos que a concentração de núclídeos em função da profundidade, do tempo e da taxa de erosão-desnudação é:

$$N_{Total}(z,t,\varepsilon) = N_h(z)e^{-t\lambda} + \frac{P_n(z)}{\lambda + \rho\varepsilon/\Lambda_n} e^{-\rho(z_0-\varepsilon t)/\Lambda_n} (1 - e^{-(\lambda + \frac{\rho\varepsilon}{\Lambda_n})t}) + \frac{P_{\mu-, \mu^+}(z)}{\lambda + \rho\varepsilon/\Lambda_{\mu-, \mu^+}} e^{-\rho(z_0-\varepsilon t)/\Lambda_{\mu-, \mu^+}} (1 - e^{-(\lambda + \frac{\rho\varepsilon}{\Lambda_{\mu-, \mu^+}})t}) \quad \text{Eq. 13}$$

que pode ser simplificada para:

$$N_{Total}(z,t,\varepsilon) = N_h(z)e^{-t\lambda} + \sum_i \frac{P_i(z)}{\lambda + \rho\varepsilon/\Lambda_i} e^{-\rho(z_0-\varepsilon t)/\Lambda_i} (1 - e^{-(\lambda + \frac{\rho\varepsilon}{\Lambda_i})t}) \quad \text{Eq. 14}$$

Onde:

$N_{total}$  = concentração total de nuclídeos ( $\text{atm g}^{-1}$ );  
 $N_h$  = concentração herdada ( $\text{atm g}^{-1}$ );  
 $P_i$  = Taxa de produção de nuclídeos por fragmentação nuclear por impacto de nêutrons ( $P_n$ ), captura de múons negativos ( $P_{\mu^-}$ ) e reações de múons rápidos ( $P_{\mu^+}$ );  
 $\Lambda_i$  = comprimento de atenuação para cada tipo de partícula: nêutrons, múons lentos e rápidos;  
 $\varepsilon$  = taxa de erosão constante ( $\text{g cm}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ );  
 $\rho$  = densidade da rocha ou do solo ( $\text{g cm}^{-3}$ );  
 $z$  = profundidade (cm);  
 $\lambda = -\ln 2/T$ , decaimento radioativo ( $\text{ano}^{-1}$ );  
 $t$  = tempo (anos);

A equação 14 poder ser simplificada assumindo uma série de suposições. Por exemplo, frequentemente as amostras onde são mensurados os nuclídeos cosmogênicos são coletadas à superfície ( $z = 0$ ). Nesse caso,  $z_0 = \varepsilon t$  e a equação 14 torna-se:

$$N_{Total}(t, \varepsilon) = N_h^{-t\lambda} + \sum_i \frac{P_i(0)}{\lambda + \rho\varepsilon / \Lambda_i} (1 - e^{-(\lambda + \frac{\rho\varepsilon}{\Lambda_i})t}) \quad \text{Eq. 15}$$

Assumindo que a concentração de radionuclídeos herdados é negligível ( $N_h = 0$ ), a equação 14 pode ser simplificada para:

$$N_{Total}(t, \varepsilon) = \sum_i \frac{P_i(0)}{\lambda + \rho\varepsilon / \Lambda_i} (1 - e^{-(\lambda + \frac{\rho\varepsilon}{\Lambda_i})t}) \quad \text{Eq. 16}$$

Caso a taxa de erosão-desnudação tenha sido constante durante um período de tempo, de modo a permitir que a concentração total de radionuclídeos na amostra alcance um balanço (*secular equilibrium*) entre a produção através do bombardeamento por partículas cósmicas e perdas por decaimento + erosão (Fig. 28), a equação 15 pode ser ainda mais simplificada:

$$N_{Total}(\varepsilon) = \sum_i \frac{P_i(0)}{\lambda + \rho\varepsilon / \Lambda_i} \quad \text{Eq. 17}$$

Os radionuclídeos acumulam-se em minerais expostos até o equilíbrio secular ser alcançado (saturação), que ocorre após serem decorridas 4 a 5 vezes as suas meias-vida (Fig 38). No equilíbrio secular a quantidade de nuclídeos produzidos por unidade de tempo é equivalente aquela perdida por decaimento radioativo, ou seja, a concentração alcança o estado estacionário, com o tempo tendendo ao infinito.

Nessa condição a concentração de radionuclídeos é uma função somente da taxa de erosão-desnudação e tempo tende ao infinito. Isto pode ser testado na figura 39, que mostra que as concentrações dos radionuclídeos  $^{10}\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}$ , em princípio, crescem linearmente e se estabilizam após um certo tempo, enquanto que a concentração de um nuclídeo estável  $^{21}\text{Ne}$  aumenta linearmente no tempo, ou seja, sua concentração é diretamente proporcional ao tempo de exposição.

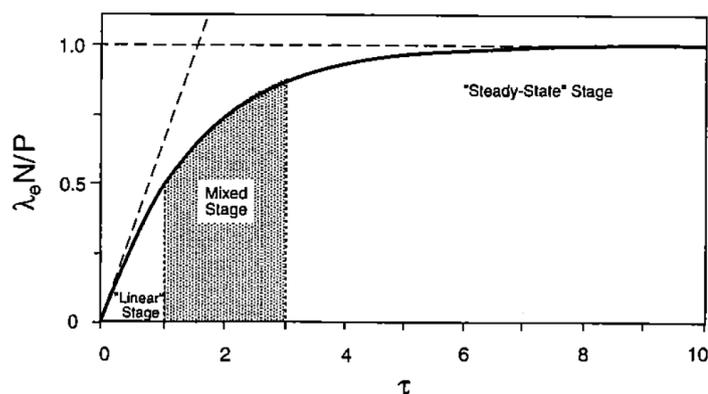


Figura 38. Estágios de acumulação de nuclídios cosmogênicos em superfícies, mostrando o estágio de acumulação linear, o estágio misto e o estágio no estado-estacionário após decorridas 5-6 meias-vida do nuclídio (Gillepsie e Bierman 1995).

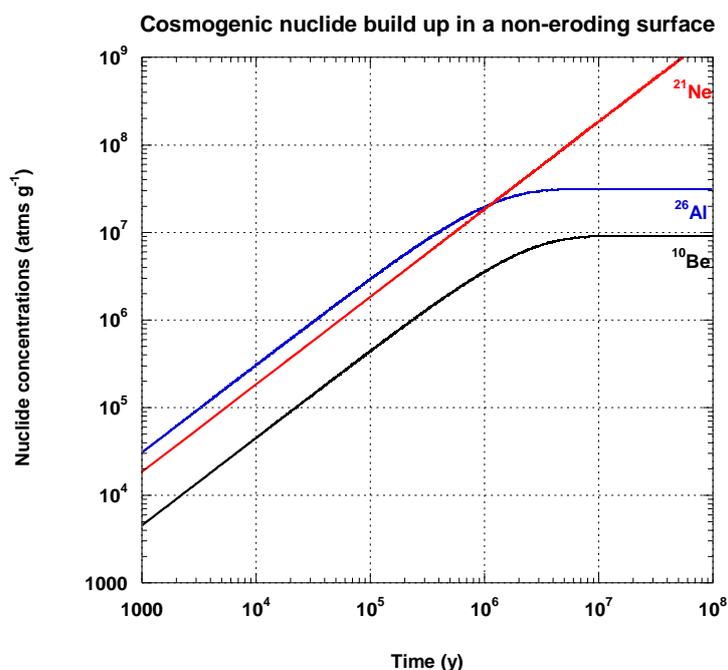


Figura 39. Acumulação de  $^{21}\text{Ne}$  (nuclídio estável) e de  $^{10}\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}$  (radionuclídios) numa superfície. Enquanto a concentração do nuclídio estável cresce linearmente no tempo, a concentração dos radionuclídios ajusta-se às perdas por decaimento radioativo, isto é, alcança o equilíbrio secular (saturação) após 4-5 meias-vidas.

Quando os mesmos radionuclídios cosmogênicos são colocados numa superfície que vem sendo erodida ao longo do tempo, ambos erosão e decaimento levam a perda dos radionuclídios e, conseqüentemente, a o equilíbrio secular ocorre mais precocemente, como visto na figura 39.

Ao simularmos a evolução das concentrações dos nuclídios  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$  e  $^{21}\text{Ne}$  no tempo (Fig. 40), usando a equação 16 para  $^{10}\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}$  e sem decaimento para  $^{21}\text{Ne}$ , assumindo uma taxa de erosão lenta de  $1 \text{ m My}^{-1}$ , veremos que após um período de aumento linear da concentração com o tempo, as concentrações de  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$  alcançam o equilíbrio entre a produção e perdas por erosão e decaimento por volta de  $10^6$  anos, ou seja, mais cedo quando comparado as amostras que somente sofrem decaimento Fig. 39. O  $^{21}\text{Ne}$ , apesar de ser estável, isto é não sofrer decaimento radioativo, também se ajusta à perda por erosão.

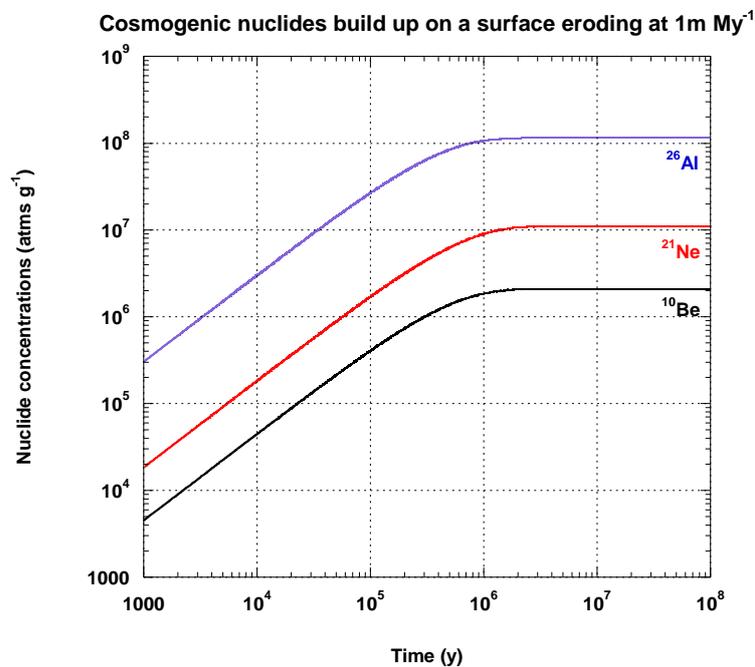


Figura 40. Acumulação de nuclídios cosmogênicos numa superfície sob taxa de erosão de  $1,0 \text{ m My}^{-1}$ . Taxas de produção de  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{21}\text{Ne}$  e  $^{10}\text{Be}$  a 30,0, 18,4 e 4,5 átomos  $\text{g}^{-1} \text{ ano}^{-1}$  em quartzo, ao nível do mar e elevada latitude, de acordo com Balco et al. (2008) e Balco e Schuster (2009).

Simulamos ainda o efeito da magnitude das taxas de erosão-desnudação (de 1 a  $1000 \text{ m My}^{-1}$ ) sobre o tempo de alcance do equilíbrio secular do nuclídio  $^{10}\text{Be}$  (Fig. 36) e observamos que a saturação ocorre bem mais precocemente em áreas com taxas de erosão médias e elevadas.

Podemos concluir que a erosão-desnudação numa paisagem física traz continuamente à superfície grãos minerais em trânsito de uma posição abaixo da atenuação das partículas cósmicas para uma posição completamente exposta à superfície, onde irá acumular um

inventário de nuclídios cosmogênicos proporcional a esse tempo de trânsito dos grãos, isto é, proporcional à taxa de erosão-desnudação.

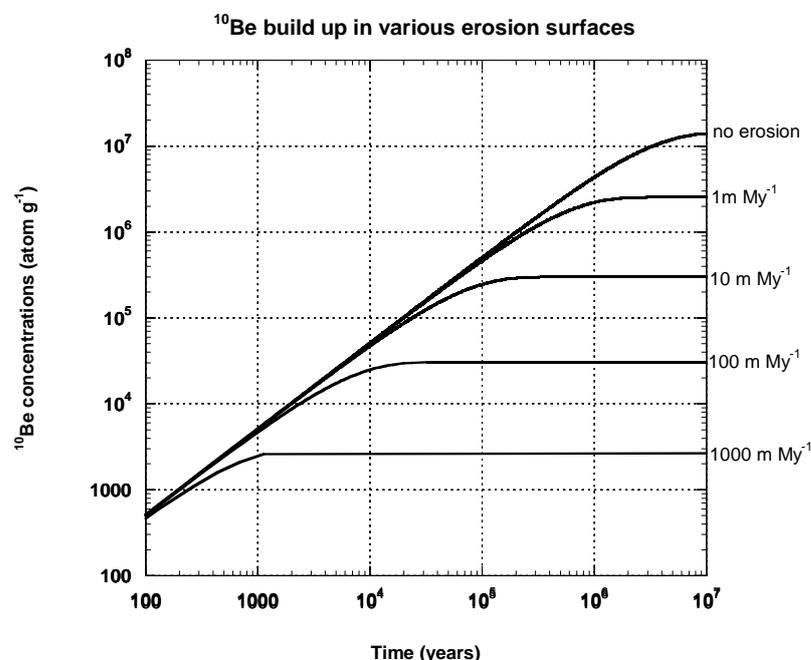


Figura 41. Acumulação de  $^{10}\text{Be}$  em superfícies erosivas sob várias taxas de erosão. O equilíbrio secular entre produção e perdas é alcançado mais rapidamente em taxas de erosão mais elevadas. Taxa de produção  $4,5 \text{ átomos g}^{-1} \text{ ano}^{-1}$  (Balco, Stone et al, 2008), normalizada ao nível do mar e elevada latitude.

### 3.4.2 Emprego de múltiplos NCPI na determinação da história de exposição /erosão de superfícies

As taxas de erosão-desnudação derivadas da mensuração de um único NCPI fornecem taxas reais somente se as superfícies encontram-se saturadas ou quase saturadas pelos nuclídios, o que como, já vimos permite a eliminação da variável tempo na equação 17.

O emprego de dois nuclídios na mesma amostra permite calcular o tempo (t) e as taxas de erosão-desnudação ( $\epsilon$ ), de modo que essas variáveis resolvem a equação 15. Logo, diagramas de múltiplos nuclídios cosmogênicos permitem a determinação simultânea da idade de exposição e taxa de erosão de uma amostra, isto é, permite a inferência da história de exposição/desnudação de cada superfície amostrada.

A abordagem por múltiplos NCPI foi primeiramente proposta por Lal e Arnold (1985) e empregada por (Klein et al., 1986). Ela baseia-se na evolução da razão de produção entre dois NCPI ( $^{26}\text{Al} / ^{10}\text{Be}$ ), já que os nuclídios cosmogênicos empregados apresentam

diferentes taxas de decaimento (fator de 2) e possuem razões de produção conhecidas ( $\approx 6,75$ ). Nos diagramas a evolução da razão de produção no tempo é plotada contra a concentração normalizada de  $^{10}\text{Be}$ . O mesmo raciocínio é válido para o diagrama  $^{21}\text{Ne}/^{10}\text{Be}$  vs  $^{10}\text{Be}$ , que emprega um nuclídeo estável e um radionuclídeo, cuja razão de produção é aproximadamente 4,00.

Nas figuras 42 e 43 são mostrados os diagramas da evolução das razões  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  e  $^{21}\text{Ne}/^{10}\text{Be}$  com o tempo. As amostras em superfícies continuamente expostas e com taxa de erosão-desnudação zero evoluem seguindo a trajetória da linha negra superior. As trajetórias de superfícies continuamente expostas que erodiram no estado estacionário seguem as trajetórias (linhas em azul) que direcionam-se para baixo da linha negra de erosão zero. A linha vermelha une os pontos das razões  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  com determinadas taxas de erosão-desnudação, mas não é uma linha evolucionária.

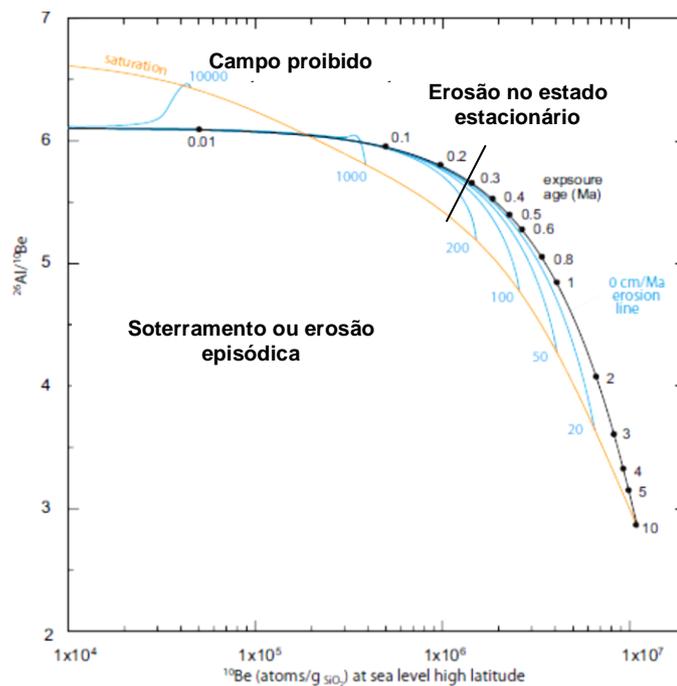


Figura 42. Diagrama da razão  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  vs concentração de  $^{10}\text{Be}$ . (Ivy-Ochs and Kober 2008)

A área prescrita entre as duas linhas, negra e vermelha, é chamada de ilha de erosão no estado estacionário. Amostras plotadas abaixo dessa ilha podem significar duas situações importantes: (i) as superfícies podem ter experienciado uma exposição mais complexa, que podem envolver períodos de soterramento; (ii) os processos erosivos episódicos, como escorregamentos e fluxo de detritos (Benda e Dunne 1997; Niemi et al., 2005) ou esfoliação em rocha (Small et al., 1997; Wakasa et al., 2006), removem material rochoso daquela

superfície numa espessura equivalente ou maior que profundidade de atenuação das partículas cósmicas ( $\approx 60$  cm rocha com  $\rho = 2.65$ ;  $\approx 100$  cm em solo com  $\rho = 1.60$ ), por exemplo, no caso de esfoliação em rochas ou de escorregamentos.

A localização de amostras dentro do ‘campo proibido’ tem sido atribuída a problema de imprecisão analítica, principalmente em relação ao  $^{26}\text{Al}$ , já que o teor de  $^{27}\text{Al}$  da razão  $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$  mensurada em AMS é determinado por absorção emissão atômica, o que confere alguma imprecisão a medida.

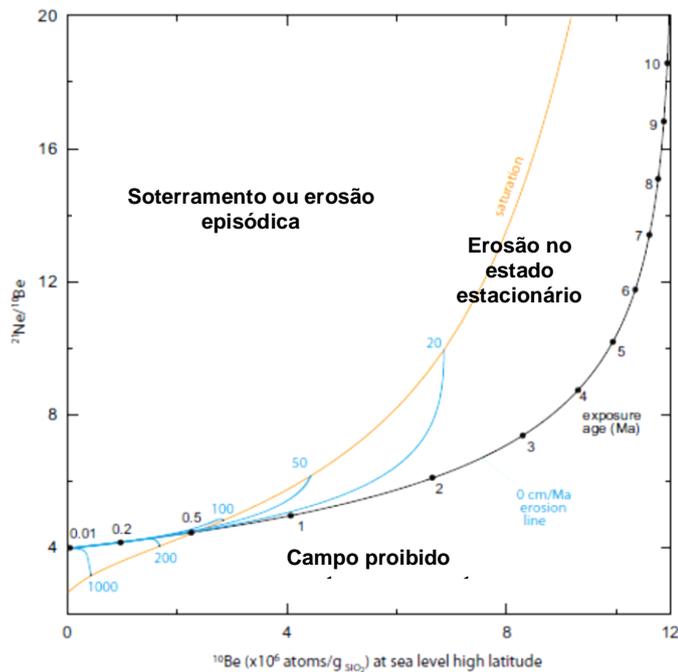


Figura 43. Diagrama da razão  $^{21}\text{Ne}/^{10}\text{Be}$  vs concentração de  $^{10}\text{Be}$ . (Ivy-Ochs and Kober 2008)

### 3.4.3 Emprego de NCPI na obtenção de taxas de erosão-desnudação à escala de bacias de drenagem

Na seção anterior vimos que a concentração de NCPI numa rocha ou sedimento à superfície terrestre pode ser empregada na determinação de taxas de erosão à escala de afloramento.

Vimos que um modelo físico foi desenvolvido, mas que é limitado ao movimento vertical de grãos dentro de um perfil de rocha ou solo de um determinado ponto, de modo que as taxas de erosão derivadas são restritas a sítios particulares. Enquanto isto pode ser satisfatório para entendimento da erosão na escala de afloramentos de rocha ou na escala de encostas, não o é para a escala de uma bacia de drenagem.

Bierman e Steig (1996) apresentaram um modelo de reservatório no qual as concentrações de nuclídios cosmogênicos mensurados na fração areia de sedimentos fluviais, em oposição a superfícies de rocha do embasamento resultam em taxas médias de desnudação/erosão à escala de bacia de drenagem. A principal assunção do modelo é que a bacia de drenagem, no estado estacionário isotópico, o fluxo de NCPI que sai da bacia de drenagem é igual aquele produzido através das reações nucleares de fragmentação e de interação com múons na área drenada (eq. 15).

No modelo a equação 17, que fornece a taxa de erosão desnudação pela concentração total de nuclídios cosmogênicos  $N_{total}$  é substituída pela concentração média de nuclídios numa amostra da fração areia do sedimento,  $N_{sed}$ , que é exportada de uma bacia de drenagem.

$$N_{sed} = \frac{F_{nucl(total)}}{F_{sed(total)}} = \sum_i \frac{P_b}{\lambda + \rho_b \varepsilon_b / \Lambda_i} \quad \text{Eq. 18}$$

Onde:

$N_{sed}$  = concentração de nuclídios cosmogênicos numa amostra de fração areia do sedimento fluvial;

$F_{nucl(total)}$  = fluxo total de nuclídios cosmogênicos saindo da bacia;

$F_{sed}$  = fluxo total de sedimentos saindo da bacia;

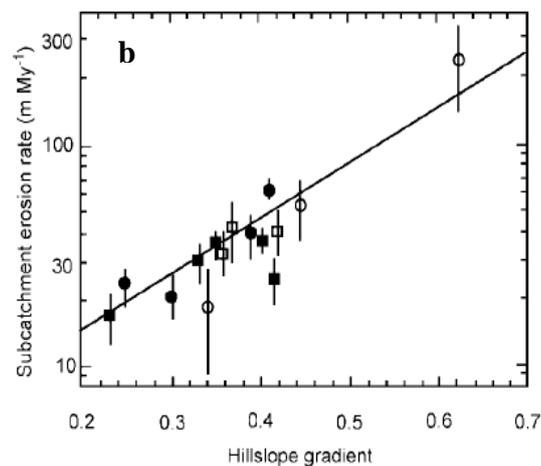
$P_b$  = Taxa de produção de nuclídios cosmogênicos na escala da bacia de drenagem, levando em conta as latitude; média e elevação média da bacia;

$\rho_b$  = densidade média das rochas e ou dos solos da área drenada;

$\varepsilon_b$  = taxa média de erosão da área drenada;

A taxa de produção de nuclídios  $P_i(0)$  num determinado ponto da superfície terrestre é substituída pela taxa de produção nuclídios  $P_b$  na escala da bacia de drenagem.

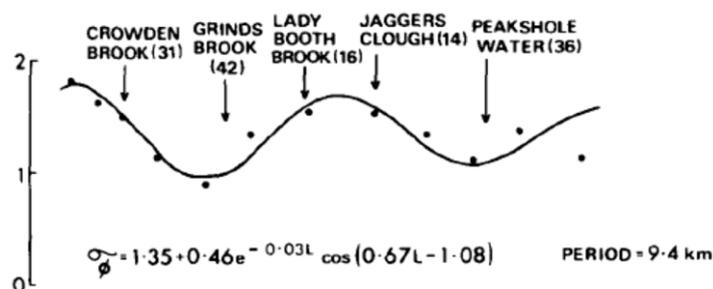
A taxa de produção de NCPI na escala de bacia de drenagem, por sua vez, é determinada pela altitude média e pela latitude média da área drenada acima do ponto de coleta, essa parametrização é realizada através de integração cotas altimétricas e de latitudes em modelos digitais de elevação (DEM) ou pela relação área-declividade obtida pela integral hisométrica da bacia (Strahler, 1952).



**Figura 44. (a)** Bacias de drenagem onde o primeiro teste de mensuração de taxas de erosão-desnudação derivadas de mensurações de  $^{10}\text{Be}$  em sedimentos fluviais foi realizada, Fort Sage, CA. As taxas concordaram com o volume de sedimentos acumulados nos leques aluviais e com as idades dos mesmos, determinadas pelo  $^{14}\text{C}$ . **(b)** As taxas mostraram excelente correlação com o gradiente das encostas, que é previsto para áreas com mudança recente de nível de base (*áreas em ajuste transitório*), no caso, causada por pela falha na saída das bacias. Granger et al. (1996)

A equação 18 de Bierman e Steig (1996) foi experimentalmente testada por Granger et al. (1996), comparando as taxas de erosão-desnudação mensuradas por  $^{10}\text{Be}$  em sedimentos que saíam das bacias de drenagem com as taxas de acumulação de sedimentos, determinadas por  $^{14}\text{C}$ , nos leques aluviais à jusante como ilustrado na figura 44. Esse método tem sido amplamente empregado em muitos outros estudos (Brown et al., 1995; Brown et al., 1998; Schaller et al., 2001; Vance, et al., 2003; Matmon et al. 2003a e 2003b). Uma amostra de fração areia dos sedimentos de fundo de canal coletada na saída de uma bacia de drenagem constitui-se de uma assembléia de grãos de cerca de  $10^5 - 10^6$  grãos que se originam de toda a

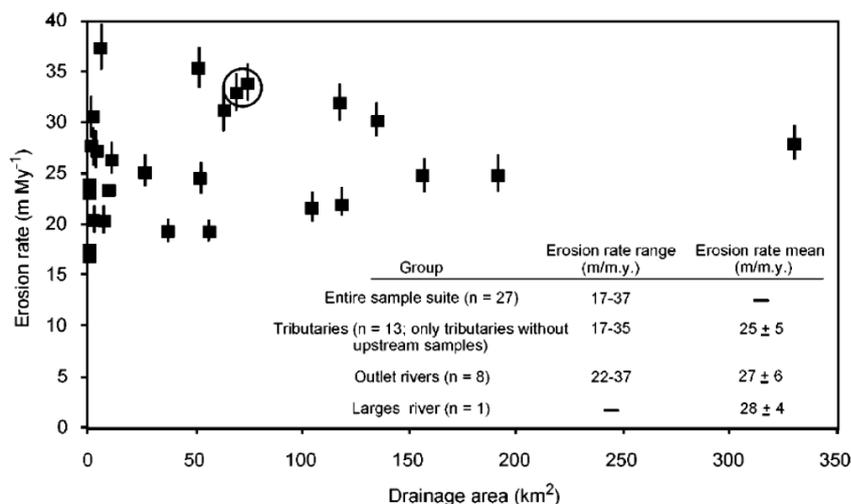
área à montante do ponto de coleta (Binnie et al. 2006). As areias erodidas a diferentes taxas e de diferentes áreas-fonte (diferentes sub-bacias) carregam diferentes concentrações de nuclídios cosmogênicos. Uma mistura completa dos grãos através de processos de encosta e, principalmente, através do transporte fluvial homogeneiza a carga de fundo após a confluência com os canais tributários, conforme indicado pela oscilação periódica no grau de seleção dos grãos (Fig.45). Essa seleção é superimposta à tendência geral aumento do grau de seleção e de abrasão na direção do transporte (Knighton 1980).



**Figura 45. Variação periódica do grau de seleção de sedimentos fluviais em resposta à adição de carga de fundo dos canais tributários, superimposta à tendência geral de aumento do grau de seleção e de abrasão dos sedimentos na direção do transporte. Knighton (1980).**

Esses processos de mistura de sedimentos foram validados com mensuração de nuclídios cosmogênicos por (Binnie et al. 2006). Logo, a concentração dos nuclídios na carga de fundo dos trechos à jusante da junção com canais tributários representa uma concentração média dos sedimentos que estão sendo exportados da bacia drenagem.

A variabilidade das taxas de erosão mensuradas com nuclídios cosmogênicos à escala de bacias de drenagem (Fig. 46) também diminui com aumento da área de drenagem (Matmon et al. 2003a). Isto é devido ao aporte episódico de sedimentos por corrida de detritos ou escorregamentos em canais de menor ordem hierárquica (Benda e Dunne 1997; Miller e Benda 2000; Benda et al. 2003) e eficiência dos processos fluviais de mistura de sedimentos que tende a aumentar com a vazão, logo é mais eficiente em canais de drenagem de maior ordem hierárquica, onde os processos fluviais são mais efetivos e a interferência de processos de encosta é menor.



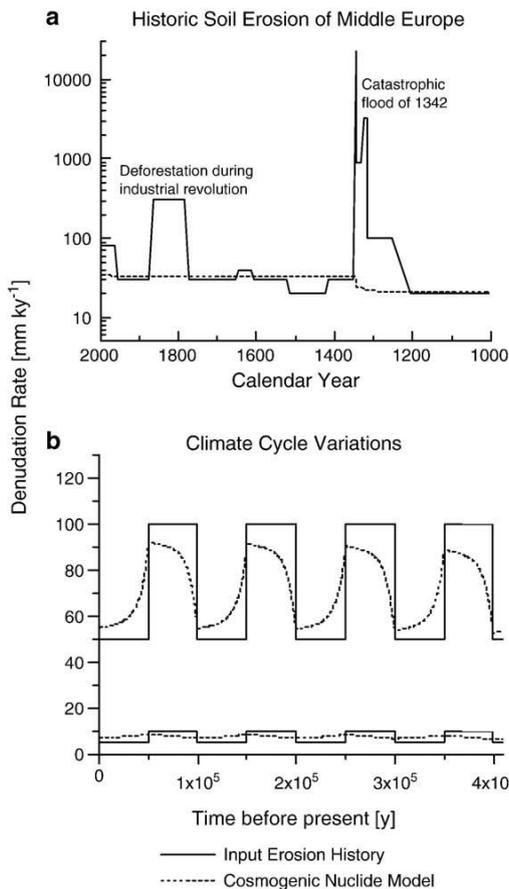
**Figura 46. Variabilidade nas taxas de erosão derivadas de mensurações de  $^{10}\text{Be}$  diminuindo com o aumento do tamanho das bacias de drenagem verificando a assunção que os sedimentos são bem misturados conforme eles se movem na direção do transporte. Matmon et al. (2003a)**

A concentração de nuclídios nos sedimentos fluviais é medida como em qualquer outra amostra, enquanto que para cálculo da taxa de produção na escala da bacia necessita levar em consideração a elevação média (hipsometria) e a latitude média da bacia, que serão discutidos mais adiante no item de metodologia. A aplicação da equação 15 para obtenção de taxas médias de erosão-desnudação na escala de bacias de drenagem deve ainda seguir as seguintes assunções enumeradas por (von Blanckenburg 2005):

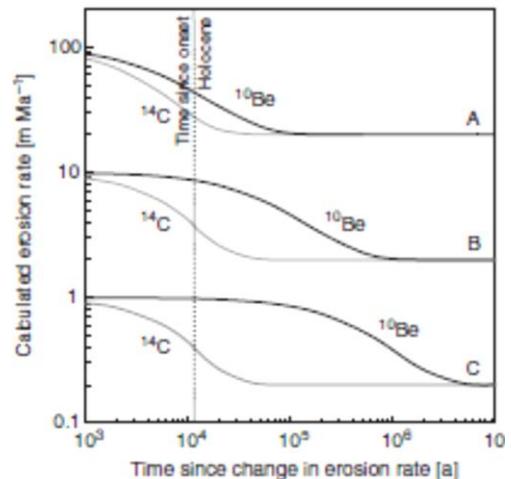
- (i) A taxa de erosão na bacia de drenagem tem que ter sido constante durante seu período de vigência, ou que tenha havido eventos de erosão episódica de curta duração (Fig. 47a). Em caso de perturbações de longo período, como mudanças climáticas as taxas de erosão mensuradas com nuclídios cosmogênicos podem ficar atrasadas ou adiantadas em relação às taxas reais (Figs. 47b e 48), dependendo da duração e intensidade do evento e do decaimento radioativo do nuclídio empregado. No caso da desnudação não operar no estado estacionário, e sim mudando de uma para a outra, a concentração de nuclídios cosmogênicos vai atrasar a taxa de desnudação. A solução para uma mudança abrupta nas taxas é dada pela equação abaixo, empregada por (Granger e Riebe 2007):

$$N_{total}(t) = \left[ N_{total1} + (N_{total2} - N_{total1}) \times (1 - e^{\left(\frac{\epsilon_2 \rho}{\Lambda} + \lambda\right) - t}) \right] \quad \text{Eq. 19}$$

A equação 16 mostra que a resposta da concentração de nuclídios é gradual e que a concentração se aproxima assintoticamente no novo valor no equilíbrio dinâmico.



**Figura 47. Modelo numérico ilustrando (a) o efeito do amortecimento das oscilações seculares nas taxas de erosão (linha inteira) nas taxas de erosão integradas pelo <sup>10</sup>Be (linha pontilhada). (b) Efeitos de variações hipotéticas que atuaram em amplitudes de tempo de 100.000 anos, com taxas de erosão-desnudação variando de 50-100 m My<sup>-1</sup> e 5 - 10 m My<sup>-1</sup> nas taxas derivadas pelo <sup>10</sup>Be. von Blanckenburg (2005).**



**Figura 48. Após mudanças nas taxas de erosão pode haver um tempo considerável até que o inventário de nuclídios cosmogênicos nos sedimentos restabeleça o estado estacionário. Na figura há exemplos de redução (fator de 5) em taxas de erosão 100, 10 e 1 m My<sup>-1</sup>. (Binnie et al. 2008)**

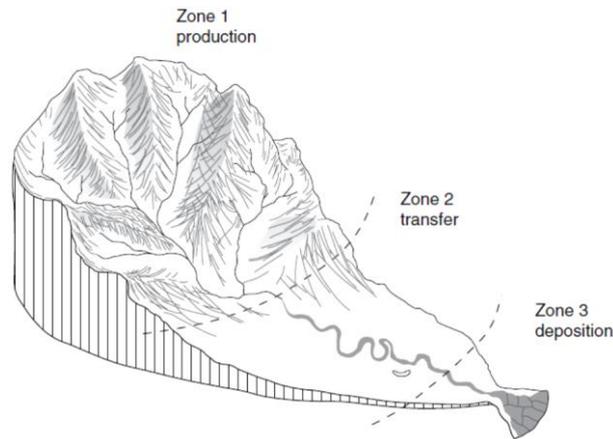
A escala de tempo é determinada pelo decaimento radioativo do nuclídio e pelo tempo necessário para erodir um comprimento de atenuação de partículas na rocha ou no solo. O tempo efetivo de duração da erosão ( $T_e$ ) é o tempo requerido para

remover um comprimento de atenuação padrão<sup>11</sup> ( $z^*$ ), isto é,  $T_m = z^*/\epsilon$ , após o qual muito da memória cosmogênica das condições prévias é efetivamente apagada. Essa condição pode ser violada em áreas onde predominam processos episódicos de deslizamento/ fluxo de detritos ou de esfoliação em rochas, que removam materiais a profundidades maiores que  $z^*$ . Contudo, ao escolher bacias de drenagem suficientemente grandes, assegura-se que a natureza estocástica da ocorrência desses processos será refletida numa amostra de sedimentos fluviais;

- (ii) O mineral alvo no sedimento deve representar todas as litologias na bacia de drenagem; em outras palavras, todas as litologias na bacia devem contribuir a carga de sedimento com o mineral alvo, caso contrário, as taxas vão refletir a erosão de partes da bacia não da bacia como um todo;
- (iii) O mineral alvo deve ter o mesmo tamanho de grão em todas as litologias da bacia. A estratégia de amostragem deve ser desenhada para assegurar que minerais representativos e tamanhos de grão representativos foram extraídos dos sedimentos.
- (iv) A perda de massa tenha ocorrido primariamente por rebaixamento de superfície e não por intemperismo químico em subsuperfície, já que a técnica é sensível à perda de massa. Se o intemperismo a grande profundidade é significativo, as taxas de erosão derivadas dos nuclídios cosmogênicos não refletem taxas de desnudação em área, porque elas não são sensíveis a perdas químicas a grande profundidade;
- (v) O tempo de transporte dos sedimentos através da bacia deve ser curto quando comparado à escala de tempo do processo erosivo, ou seja, o método funciona para as áreas onde o tempo de residência dos sedimentos é curto e a estocagem é pequena (Zona 1 de Schumm (1977)). Se essa assunção for violada, a concentração de nuclídios no sedimento pode refletir um regime de erosão diferente do atual, como visto no trabalho de (Schaller et al., 2004).

---

<sup>11</sup>  $z^* = \Lambda/\rho$ , para uma rocha de  $\rho = 2.65$ , então  $z^* = 160/2.65 \approx 60$  cm de prof.; para material de solo de  $\rho = 1.60$ ,  $z^* \approx 100$  cm de prof.



**Figura 49. Zonas do sistema fluvial baseadas nos processos dominantes em cada um deles, segundo Schumm (1977). A técnica de mensuração de taxas de erosão com nuclídios cosmogênicos é bem resolvida para a zona 1, zona de produção de sedimentos, onde a estocagem por longos períodos é pequena. (Charlton, 2008)**

- (vi) O tempo requerido para remover um comprimento total de atenuação de partículas  $z^*$  deve ser curto quando comparado a meia-vida do nuclídio cosmogênico aplicado, isto é,  $z^* \gg T_{1/2}$ . Na prática isso limita o uso do  $^{10}\text{Be}$  para bacias erodindo a taxas menores que  $0.3 \text{ m My}^{-1}$ .

Nesse trabalho, que pretende mensurar taxas de erosão-desnudação em bacias de drenagem através da concentração de NCPI em sedimentos fluviais, as suposições i, ii, iii e iv serão discutidas de forma detalhada na metodologia.

## 4.1 ÁREA DE ESTUDO: QUADRILÁTERO FERRÍFERO

### 4.1 Geologia do Quadrilátero Ferrífero

O quadrilátero ferrífero encontra-se na parte central do Estado de Minas Gerais, abrangendo uma área de 7200 km<sup>2</sup>. Trata-se de uma região montanhosa que constitui a extremidade sul do Cráton do São Francisco, segundo Almeida (1977) – Figura 50.

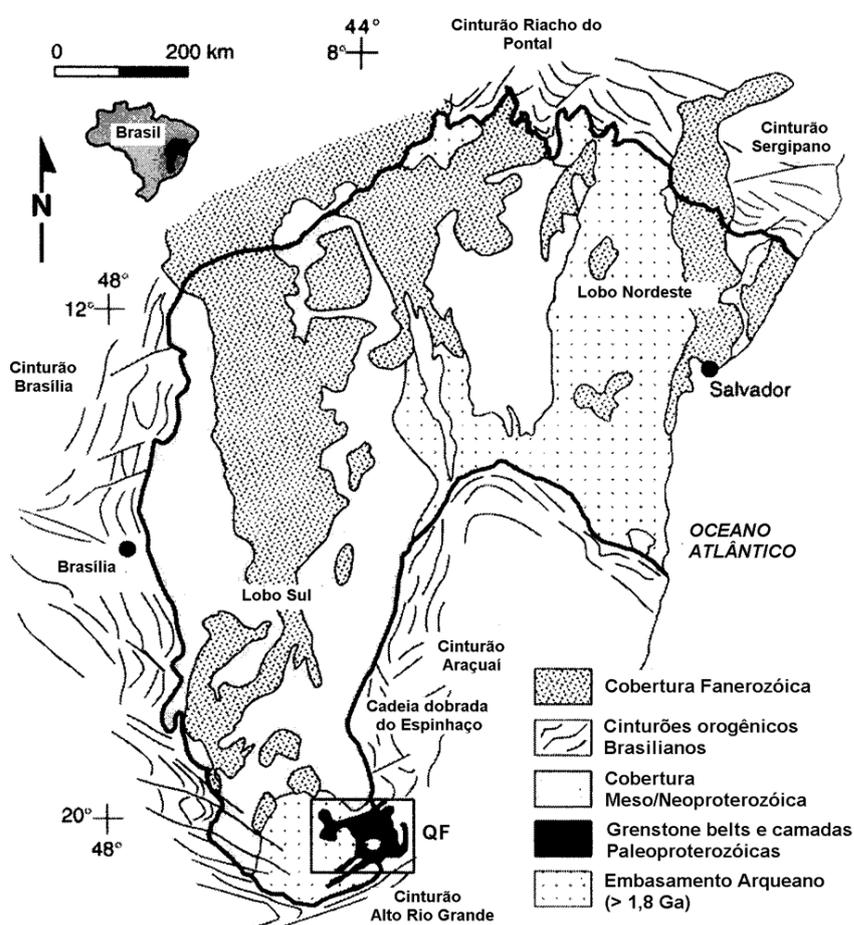


Figura 50. Mapa do Cráton do São Francisco, ilustrando as localizações dos lobos sul e nordeste e dos cinturões orogênicos Brasilianos circundantes. Fonte: Alkmin e Marshak (1998).

O quadrilátero ferrífero (QF) é uma porção sudeste do cráton do São Francisco do planalto Brasileiro. Segundo Almeida (*ibidem*) – Fig. 50. O cráton do SF é um dos quatro crátons definidos na América do sul como blocos crustais arqueanos e paleoproterozóicos que foram não significativamente afetados pela orogenia Brasileira ou por remobilizações mais

recentes. Esse cráton ocupa boa parte do planalto do sudeste brasileiro. É constituído de dois lobos: um ao norte e outro ao sul.

A região do Quadrilátero Ferrífero, situada na porção sul do cráton do São Francisco, em Minas Gerais, forma o divisor de duas grandes bacias de drenagem do sudeste do Brasil – bacias do rio Doce e São Francisco.

Cinco maiores eventos tectono-termiais afetaram a América do Sul durante o Pré-Cambriano.

A orogenia Jequié, entre 2,8 a 2,6 Ba, no Arqueano inicial. A segunda, a transamazônica, ocorrida entre 2,1 e 2,8 Ga, no Proterozóico. A terceira conhecida como Rifte do Espinhaço, ocorreu no final do Proterozóico entre 1,7 e 1,8Ga, associada com magmatismo básico e ácido. A quarta é a Uruçuano, que é limitada ao Nordeste do Brasil onde cinturões de rochas metamórficas variam de 1,5 a 1,1Ga. E o quinto a orogenia do Brasileiro que ocorreu entre 0,7 e 0,45 Ga (Neoproterozóico/ Paleozóico inicial).

#### **4.1.1 Unidades litoestratigráficas do Quadrilátero Ferrífero**

O Quadrilátero Ferrífero apresenta cinco unidades litoestratigráficas principais: o embasamento cristalino Arqueano; o Supergrupo Rio das Velhas; o Supergrupo Minas e o Grupo Itacolomi (Fig. 51).

As rochas do embasamento Arqueano incluem complexos gnáissicos e migmatíticos de 2,9-3,0 Ga (Teixeira, 1985; Machado & Carneiro, 1992; Teixeira, 1993; Carneiro *et al.*, 1995) e duas gerações plútons: calco-alcálicos de grande volume do arqueano inicial: 2,78-2,77 Ga e granitos anorogênicos de 2,73-2,61 (Romano 1989; Carneiro 1992; Machado *et al.*, 1992; Carneiro *et al.*, 1994; Noce, 1995).

O Supergrupo Rio das Velhas, de idade arquenana, consiste de rochas de fácies xisto verde (basaltos e komatitos), lavas riolíticas e rochas sedimentares intercaladas (xistos). As unidades sedimentares do Supergrupo incluem formações ferríferas bandadas, e rochas carbonatadas e silicatadas. Elas apresentam idades U-Pb (zircão) que variam de das de 2,77 Ga para lavas félsicas (Machado *et al.*, 1992) a 2,85 Ga para as unidades sedimentares (Schrank e Machado, 1996).

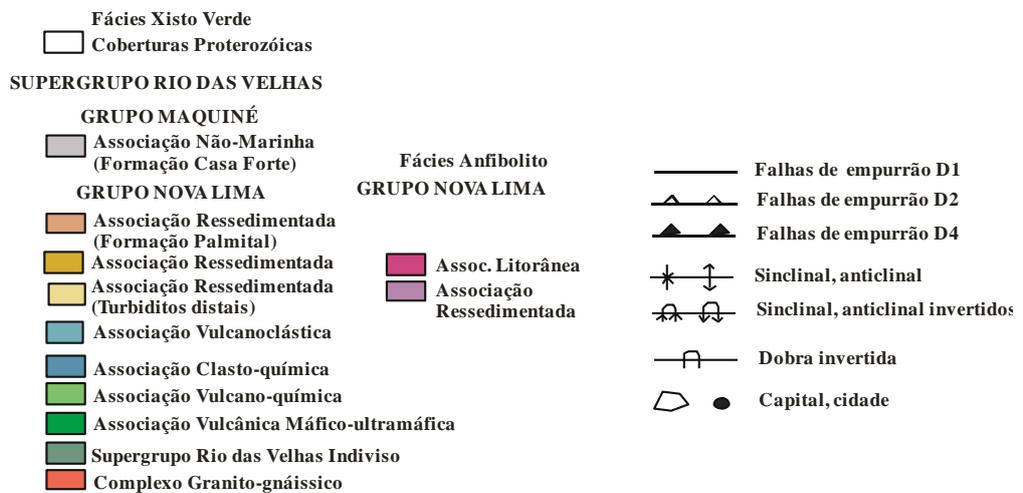
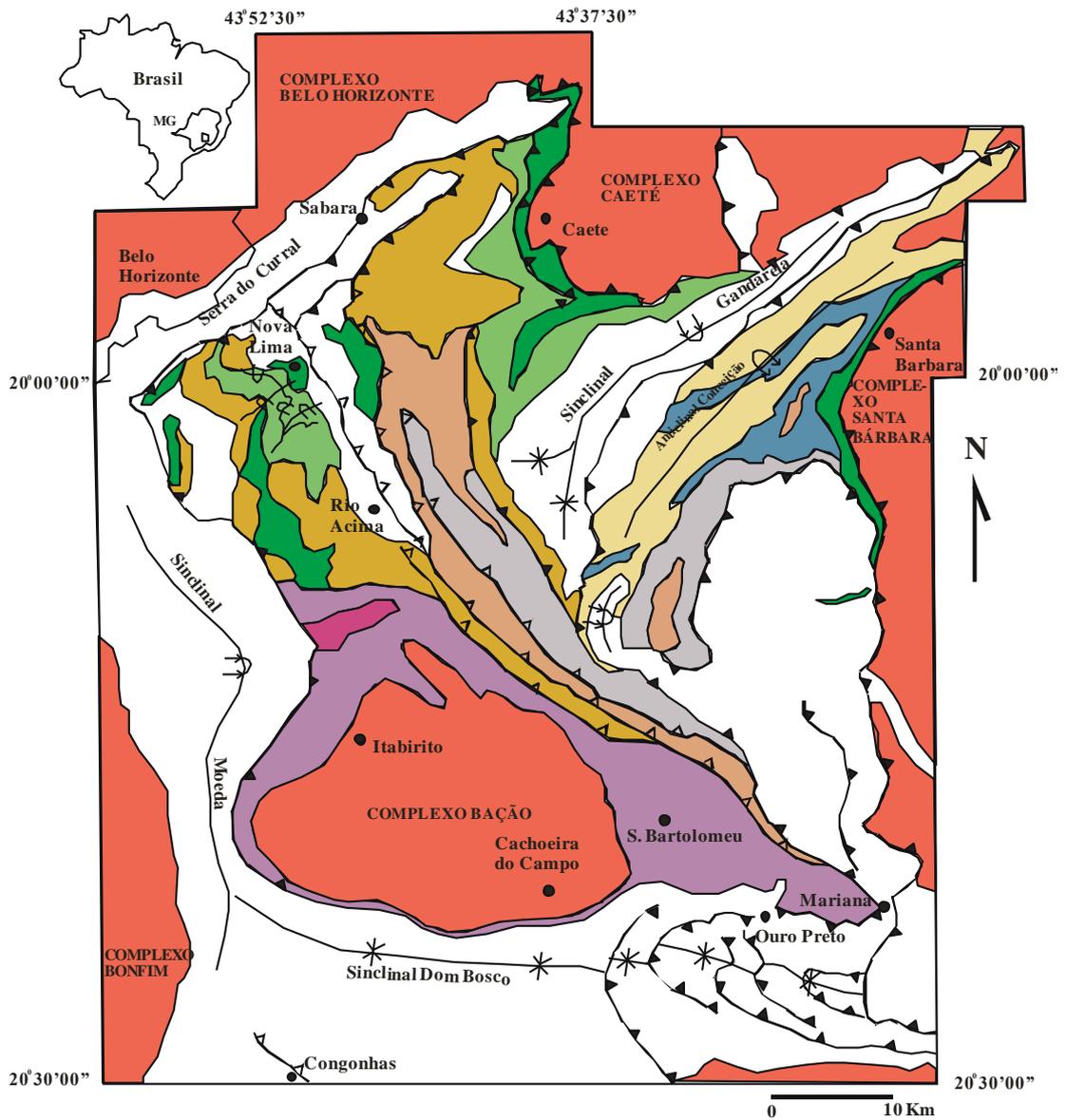


Figura 52. Mapa Geológico do Quadrilátero Ferrífero. (Baltazar et al., 2005)

O Supergrupo Minas, de idade paleoproterozóica, é uma unidade metassedimentar que repousa em discordância sobre o Supergrupo Rio das Velhas (Figura 52). As unidades basais desse Supergrupo consistem de conglomerados e arenitos fluviais, que gradam verticalmente para pelitos marinhos de águas rasas (Grupos Tamanduá e Caraça; Fig 52). Idades Pb-Pb U-PB (zircão) de 2,65 Ga indicam que essas rochas indicam que elas foram derivadas da erosão do embasamento Arqueano (Carneiro 1992; Machado *et al.*, 1993; Carneiro *et al.*, 1995; Noce 1995; Renger 1995; Machado *et al.* 1996).

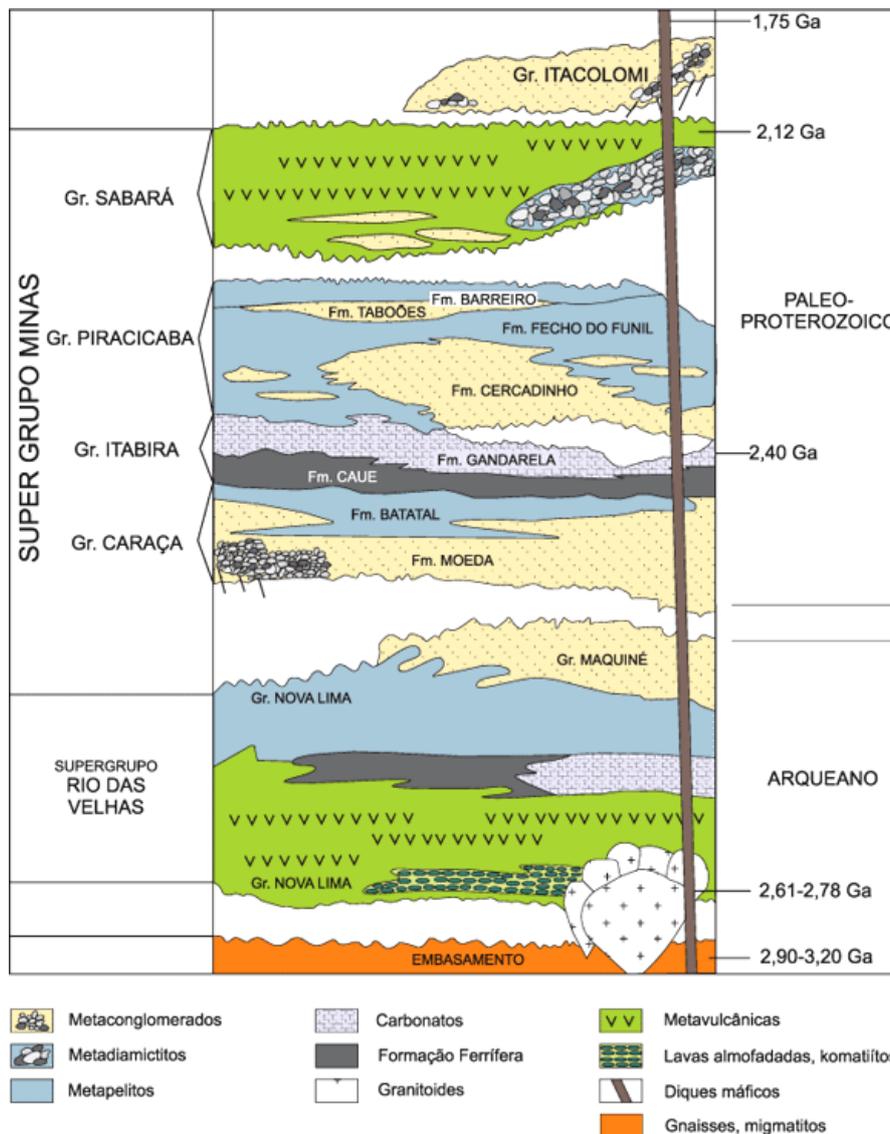


Figura 52. Coluna litoestratigráfica do Quarilátero Ferrífero, com as idades das rochas à direita. (Alkmim & Marshak 1998)

Os metassedimentos do grupo Caraça são sotopostos por Formações Ferríferas bandadas (BIF's) do tipo lago superior (Formação Cauê), que por sua vez, são sotopostas pela sequência carbonática da Formação Gandarela (Fig. 52).

A Formação Gandarela apresentou idades Pb-Pb (zircão) de 2,42 Ga (Babinski *et al.*, 1991; Babinski *et al.* 1993). A formação Cauê tem idade estimada em 2,52 Ga. Sobre a Formação Gandarela foram depositadas, em inconformidade erosiva, camadas deltaicas e de águas rasas (Grupo Piracicaba). O Grupo Piracicaba contém zircões detríticos de mesma idade dos Grupos Caraça e Tamanduá (Machado *et al.* 1996).

O Grupo Sabará constitui de uma seqüência espessa (3,0 a 3,5 km) de turbiditos, tufos vulcânicos, rochas vulcanoclásticas, conglomerados e diamictitos. Esse grupo repousa em inconformidade sobre o Grupo Piracicaba. Os tufos vulcânicos registraram idade deposicional de 2,12 Ga (Machado *et al.*, 1989; Machado *et al.* 1992), então o Grupo Sabará é significativamente mais jovem que as unidades que a precedem.

O Grupo Itacolomi consiste de arenitos grosseiros e conglomerados. Para essa unidade foi registrada idade U-Pb (zircão) de 2.1 Ga (Machado *et al.*, 1993; Machado *et al.*, 1996), ou seja, da mesma idade ou um pouco mais jovem que o Grupo Sabará, sendo também significativamente mais jovem que as outras unidades do Supergrupo Minas.

O embasamento Arqueano no Quadrilátero Ferrífero é composto de gnaisses, migmatitos, anfíbolitos e rochas granitóides. Ele ocorre na forma de domos (*domes*), como os complexos do Baçõ, Caeté, Sta. Rita, dentre outros.

Esses domos são circundados por quilhas (*keels*), nas quais estão alojadas as rochas de fácies xisto verde do Supergrupo Rio das Velhas e os metassedimentos do Supergrupo Minas (figura 52). As quilhas incluem os sinclinais (Dom Bosco, Moeda, dentre outros) e grandes homoclinais (Serra do Curral). As zonas de cisalhamento ocorrem nos contatos entre rochas supracrustais e o embasamento Arqueano.

Há outra estrutura atribuída à orogênese brasiliana, que inclui uma série de falhas de empurrão com vergência para W. As evidências desse evento, como tramas tectônicas penetrativas (xistosidade filítica, foliação milonítica, clivagem crenulada, lineações), relacionadas ao Brasiliano, se sobrepõem as estruturas pré-existentes na porção E do QF, seguindo grosseiramente uma direção N a oeste do Sinclinal Moeda (fig. 51).

Evidências de tectônica Cenozóica no Quadrilátero ferrífero foram observadas por vários autores, em pequenas bacias sedimentares. (Maizatto 1997; Maizatto 2001) assinala a ocorrência de falhas normais sin-deposicionais, com orientações WNW-ESSE, afetando a seqüência sedimentar Cenozóica da bacia do Gandarela. Lipski (2002) descreve grandes

lineamentos estruturais de mesma direção no QF. Maizatto (1997) descreve três tipos de estruturas rúpteis no depósito do Paleógeno/ Neógeno do Gongo Soco, representados por fraturas, falhas normais e falhas reversas, sin e pós-deposicionais. Lipsky (2002) descreve intensa deformação, como falhas normais, reversas e transcorrentes cortando sedimentos cenozóicos do QF.

O segundo grupo de estruturas importantes é representado por diferentes grupos de falhas e lineamentos, que são muito evidentes na porção leste sudeste do QF (Sant'anna *et al.*, 1997), que se estendem pelas áreas das rochas pré-cambrianas.

(a) falhas reversas, N-S/ 30°-50° a NW/40°-50° (Dorr, 1969); Essas são causadas pela imbricação com o Supergrupo Espinhaço, é bem documentada na Serra do Caraça, a oeste da Bacia do Fonseca;

(b) falhas transcorrentes NE e NW e lineamentos com expressão regional; dois desses o sistema de falha Fundão-Cambotas e o lineamento Piracicaba;

(c) pequenas falhas transcorrentes de alto ângulo que cortam estruturas regionais e são controladas pelo strike das rochas; elas mostram duas direções preferência

(d) lineamentos E-80E e N-N10E, feições comuns no embasamento da Bacia do Fonseca, como apontado por (Maxwell 1972).

Sant'anna *et al.* (1997) examinando exposições dos depósitos terciários da Formação Fonseca e da Formação Chapada de Canga, na bacia sedimentar homônima, mostraram que esses depósitos são cortados por diques clásticos e fraturas, indicando ação tectônica sin e pós-deposicional (Mello *et al.* 2000). Segundo os autores, a tectônica paleogênica revelou uma reativação de estruturas pré-existentes do embasamento Pré-Cambriano.

Esses autores individualizaram três eventos deformacionais com campos de tensão distintos; um primeiro evento extensional, com orientação NNE-SSW, associado à fase de sedimentação eocênica, observada por Maizatto (1997) na bacia do Gandarela; um segundo evento, compressivo, seguindo NW-SE, por vezes direcional, causando inversão dos depósitos; e finalmente um terceiro representado por relaxamento das estruturas do evento anterior, com tendência a extensão E-W.

Um importante trabalho de modelagem térmica a partir de traços de fissão em apatita feito por Hackspacher *et al.* (2007) na borda sul do cráton do São Francisco. Os mapas de isotemperaturas revelaram uma história térmica policíclica, que combinou fases de aquecimento e resfriamento crustal. Durante o Cretáceo inferior (90 Ma) a região sofreu uma grande elevação de temperatura, associada a eventos tectônicos e processos de erosão constantes, com profundas associações aos processos finais de ruptura continental. Esse

evento está associado relacionado ao evento tectono-termal da intrusão das rochas alcalinas de Poços de Caldas.

No Paleógeno (40 Ma) a região foi marcada por processos de aquecimento em uma extensa faixa da região ao sul do cráton do São Francisco. Segundo os autores esse evento culminou na superfície rio Grande (essa superfície dissecou os últimos remanescentes da superfície Pós-Gondwana).

No Mioceno a borda sul do cráton sofre um novo soerguimento, relacionado aos episódios da dinâmica Andina, que sob regime tectônico compressivo, que deforma os sedimentos terciários encontrados na área.

#### **4.1.2 Geologia local: sinclinal do Gandarela, borda E do Quadrilátero Ferrífero**

Na borda E do Quadrilátero Ferrífero destacam-se as estruturas dos sinclinais do Gandarela e do Ouro Fino, o anticlinal Conceição e o domo de Caeté e o maciço do Caraça (Fig. 53). Nesse trabalho vamos nos concentrar em bacias hidrográficas que drenam o Sinclinal Gandarela.

No flanco do sinclinal do Gandarela afloram metassedimentos dos Supergrupo Minas, mais precisamente os quartzitos da Formação Moeda, os itabiritos do Grupo Cauê, (G. Caraça), Filitos do Grupo Batatal, que mergulham 60-70° ENE (Fig. 54). O interior do sinclinal é dominado por dolomitos da F. Gandarela e por filitos do Grupo Piracicaba.

Os metassedimentos do Supergrupo Minas repousam em discordância sobre as rochas do Supergrupo Rio das Velhas, que nessa área é representada pelos xistos do Grupo Nova Lima. Esforços tectônicos durante o Brasileiro produziram falhas de empurrão, sobre as quais esse conjunto de rochas (metassedimentos do Supergrupo Minas + xistos do Grupo Nova Lima) foi deslocado sobre os quartzitos da formação Casa Forte, também do Supergrupo Rio das Velhas, que mergulham para 40-50° WNW. Esse sistema de empurrão é conhecido como Fundão Os metassedimentos do Supergrupo Minas repousam em discordância sobre as rochas do Supergrupo Rio das Velhas, que nessa área é representada pelos xistos do Grupo Nova Lima. Esforços tectônicos durante o Brasileiro produziram falhas de empurrão, dentre as quais a falha Fundão-Cambotas, sobre a qual esse conjunto de rochas foi deslocado sobre os quartzitos da formação Casa Forte, também do Supergrupo Rio das Velhas. Esse sistema de empurrão é conhecido como Fundão-Cambotas e tem grande expressão no E do Quadrilátero Ferrífero.

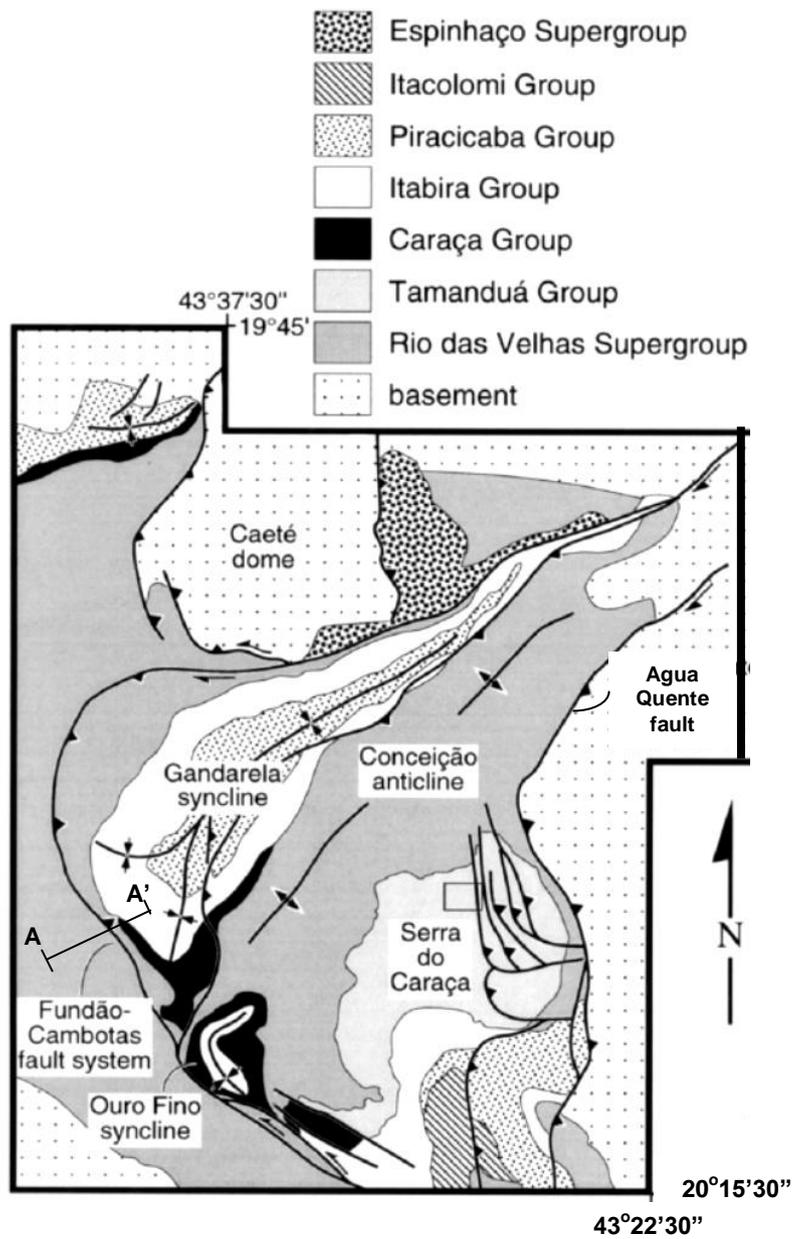


Figura 53. Mapa geológico de detalhe da borda E do Quadrilátero Ferrífero, destacando os Sinclinais do Gandarela e Ouro Fino, Anticlinal Conceição, Serra do Caraça e principais falhas de empurrão brasileiras Fundão-Cambotas e Água Quente. (Alkmin e Marshak, 1998)

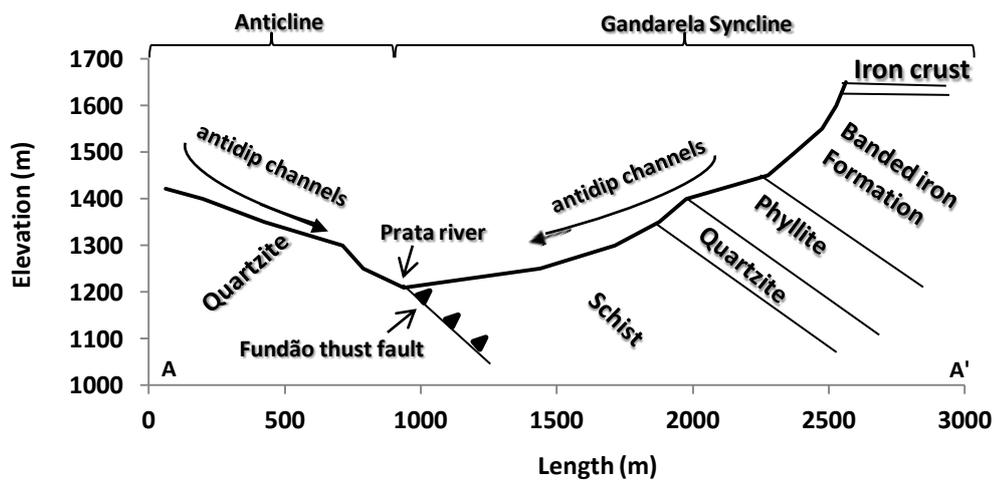


Figura 54. Perfil topográfico na área A da figura (!). mostrando o contato entre as rochas do supergrupo Rio das Velhas e do supergrupo Minas e o sistema de falha de empurrão Fundão-Cambotas, extremidade SW do Sinclinal do Gandarela, Quadrilátero Ferrífero.

Ao longo dessa falha de empurrão corre o rio da Prata. Os canais tributários de ambas as margens do rio da Prata drenam contra o mergulho das camadas, sendo os tributários a W cortando os quartzitos da Fm. Casa Forte e os as E cortando xistos do Grupo Nova Lima e as rochas do flanco do sinclinal Gandarela, quartzitos (Fm. Moeda), Filitos (Gr. Batatal) e itabiritos da formação Cauê – Figs. 54 e 55.

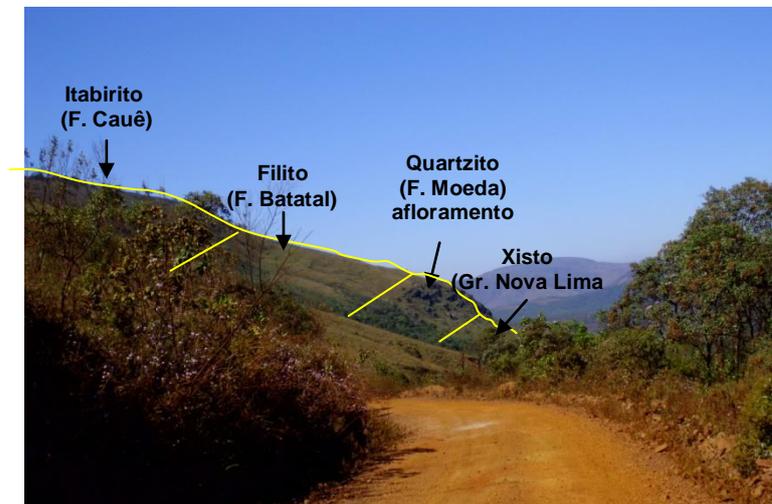


Figura 55. Visão lateral da junção dos interflúvios sobre xisto Nova Lima e o escarpamento da Serra da Água Limpa (extremidade SW do Sinclinal do Gandarela), mostrando a sequência de litologias mergulhando  $\approx 60^\circ$  para ENE.

## 4.2 Relevo Regional

A região do Quadrilátero Ferrífero caracteriza-se por um conjunto de serras e planaltos no interior do continente, limitado por quatro serras dispostos em uma geometria grosseiramente quadrangular, apresentando elevações máximas variando entre 1100 a 2100 metros (Fig. 56).

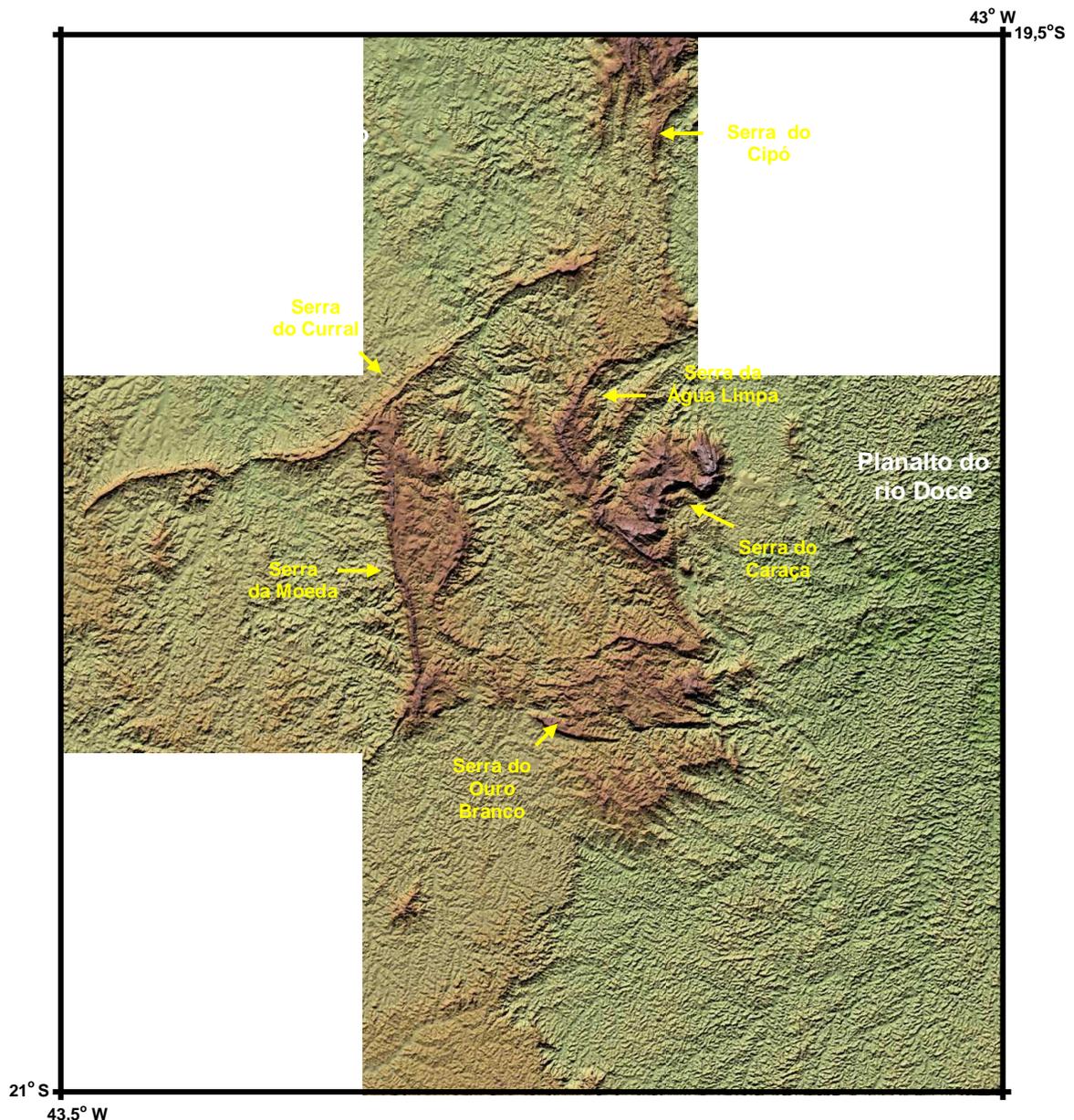
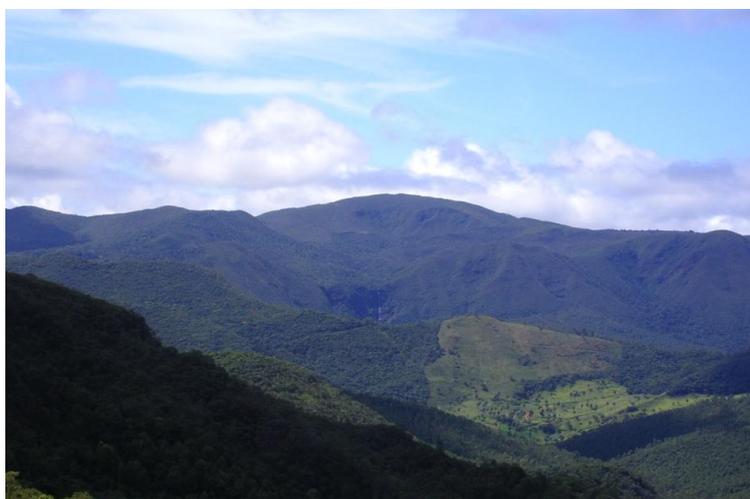


Ilustração 56. Topografia do Quadrilátero Ferrífero (MDE). Em destaque as Serras que delimitam o Quadrilátero Ferrífero e os compartimentos de relevo adjacentes. Fonte: [www.cnpm.embrapa.br/](http://www.cnpm.embrapa.br/)

Como já visto, esse padrão geométrico resulta de uma história deformacional complexa. A região do Quadrilátero Ferrífero forma um compartimento de serras, um alto

topográfico, que separa os planaltos do Sul de Minas, a depressão de Belo Horizonte e do compartimento de colinas do rio Doce, constituindo o divisor das bacias de drenagem do rio São Francisco e rio Doce

As camadas metassedimentares do Supergrupo Minas são resistentes à erosão, formando normalmente os altos topográficos da região – Figs. 57 e 58. Essas camadas repousam sobre rochas menos resistentes do embasamento Arqueano ou por rochas da fácies xisto verde, criando um dos maiores relevos do sudeste brasileiro. As cristas metassedimentares têm uma geometria grosseiramente quadrangular, logo o nome Quadrilátero Ferrífero.



**Figura 57. Escarpamento da Serra da Água Limpa sobre a aba do Sinclinal do Gandarela, borda E do Quadrilátero Ferrífero.**

Essas serras correspondem aos flancos dos anticlinais/anticlinórios e sinclinais topograficamente invertidos, constituídos por metassedimentos, e que, encontram-se fortemente realçados em relação aos terrenos mais baixos adjacentes, constituídos de gnaisses e migmatitos (Varajão, 1991). Segundo Harder e Chamberlain (1915), Tricart (1961), Barbosa e Rodrigues (1965), Dorr (1969), Barbosa (1980) e Varajão (*ibidem*), nesses flancos metassedimentos como quartzitos e itabiritos, cobertos por crostas de ferro<sup>12</sup>, pertencentes às formações Moeda e Cauê do Supergrupo Minas, respectivamente, são relativamente resistentes aos processos de intemperismo e erosão, logo, formam cristas elevadas, que seguem a direção principal das camadas.

---

<sup>12</sup> Os processos de intemperismo sobre o itabirito criam, na superfície do terreno, crostas ferruginosas, localmente denominadas de canga. Estas estruturas funcionam como armaduras dessas rochas, protegendo-as da erosão (Barbosa, 1980). Isso explicaria o grande desenvolvimento dos perfis de intemperismo estudados por Spier et al. (2005).



**Figura 58. Cristas elevadas ( $\approx 1600$  m) e alongadas formadas por itabiritos cobertos por crostas de ferro (cangas), Sinclinal Gandarela, E do Quadrilátero Ferrífero.**

Cujos exemplos são as Serras da Moeda, a W; do Curral, a N, do ouro Branco a S e da Água Limpa a E. Isso indica que a erosão concentrou-se nas cristas anticlinais sobre rochas mais tenras (xistos), levando a inversão topográfica do relevo original, formando um vale anticlinal, com cristas e vales homoclinais (*anti-dip channels*) ao longo dos flancos, provocando o afloramento de rochas do embasamento Arqueano em alguns locais.

Entre essas cristas elevadas, correspondentes aos sinclinais invertidos, desenvolveram-se compartimentos rebaixados, compostos por colinas ou por interflúvios convexos, de pequeno relevo, tanto rochas do Supergrupo Rio das Velhas, principalmente Xistos do Grupo Nova Lima, quanto sobre rochas do embasamento Arqueano (Figs. 59 e, 60).

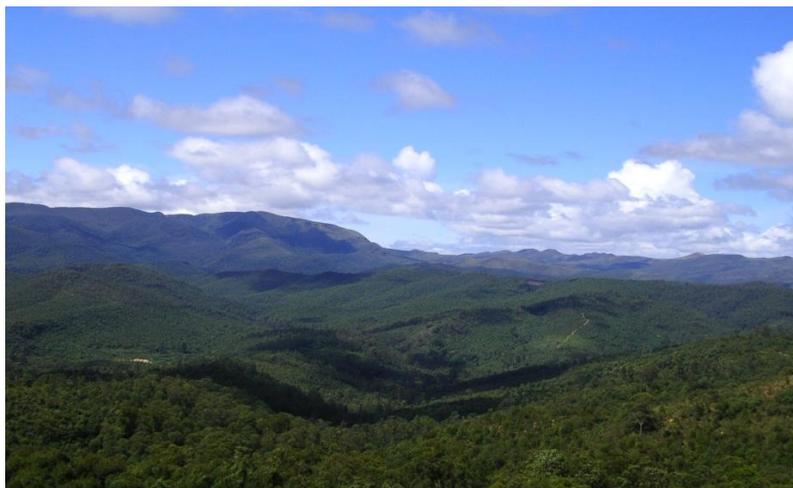


**Figura 59. Compartimento de colinas sobre rochas do embasamento Arqueano (granito-gnaisses, migmatitos, anfibolitos) no complexo do Bação, Quadrilátero Ferrífero.**



**Figura 60. Vista do Complexo do Bação para o a Serra da Água Limpa, mostrando relevo colinoso sobre granito-gnaisses e xistos do Grupo Nova Lima. Ao fundo o escarpamento da Serra da Água Limpa sobre a aba do sinclinal do Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, MG.**

Enquanto que compartimentos colinosos de pequeno relevo e menor altitude são sustentados sobre rochas do Supergrupo Rio das Velhas, normalmente Xistos do Grupo Nova Lima (Fig. 51), e sobre granito-gnaisses e migmatitos do embasamento arqueano (Complexos Bação, Caeté, Bonfim dentre outros).



**Figura 61. Sinclinal do Gandarela, mostrando no primeiro plano os interflúvios baixos com topos convexos sobre Xistos do Grupo Nova Lima (Supergrupo Rio das Velhas) e ao fundo o escarpamento da Serra da Água Limpa (flanco do sinclinal Gandarela) sobre as rochas do grupo Minas (Quartzito - F. Moeda; Filito - G. Batatal e Itabirito - G. Cauê) , Quadrilátero Ferrífero, MG.**

Onde afloram os metassedimentos da F. Cauê a topografia é bastante acidentada, com gradientes superiores a  $45^{\circ}$  sendo sustentados pela resistência das crostas de ferro formadas sobre essas rochas (Figs. 62 e 63). Muitos topos de Serra sobre itabiritos são convexos, sugerindo que eles são moldados por processos de rastejo e escorregamentos translacionais rasos.



**Figura 62. Elevadas declividades de encosta sustentadas por crostas de ferro sobre itabiritos (F. Cauê) – Serra da Água Limpa, QF.**



**Figura 63. Junção dos interflúvios convexos sobre xisto (Nova Lima) e ao fundo o escarpamento da Serra da Água Limpa (Sinclinal Gandarela) sobre quartzito (Moeda), filito (Batatal) e itabiritos (Cauê) no topo.**

Nessas colinas ou interflúvios de baixo relevo sobre os xistos do Grupo Nova Lima (Figs. 64 e 65) e sobre as rochas do embasamento Arqueano, predominam processos difusivos de rastejo. Nesse tipo de paisagem física, caracterizada por rochas cobertas por manto de intemperismo/ solo, a forma convexa dos topos sugere a interação entre processos de salpicamento de partículas por gotas de chuva, escoamento superficial, revolvimento de material de solo por fauna e flora e rastejo (Dietrich *et al.* 1987; Black e Montgomery, 1991). Esses processos são chamados coletivamente de difusivos porque resultam num aumento no fluxo de sedimentos proporcional à declividade da encosta ou à curvatura.



**Figura 64. Interflúvios convexos desenvolvidos sobre os xistos do Gr. Nova Lima, destacando cabeceiras de drenagem parcialmente cobertas por floresta tropical semidecidual, sopé da Serra da Água Limpa, QF.**



**Figura 65. Visão frontal dos topos convexos dos interflúvios sobre xisto Nova conectados juntos ao escarpamento da Serra da água Limpa, (Sinclinal Gandarela) sobre quartzito-filito-itabirito, Quadrilátero Ferrífero.**

Por outro lado, há também interflúvios ou colinas de topos convexos, mas com o segmento médio-inferior de forma retilínea (Fig. 66). Encostas deste tipo são modeladas por processos de movimentos de massa rasos (escorregamentos), que comumente iniciam em áreas de convergência topográfica (reentrâncias) e podem alcançar canais de drenagem de baixa ordem hierárquica, escavando e depositando sedimentos ao longo da sua trajetória (Roering *et al.* 1999; Heimsath *et al.* 2005).



**Figura 66. Interflúvios sobre o xisto Nova Lima, ilustrando a transição (à esquerda) gradual de formas de encosta convexas para retilíneas e transição abrupta (à direita), Serra da Água Limpa, Quadrilátero Ferrífero.**

Nessas encostas a taxa de transporte de sedimentos não varia linearmente com o gradiente (Roering et al., *op.cit.*), ao contrário, tende a aumentar exponencialmente a partir de determinado ângulo crítico de encosta.

Encostas de quartzito (Fm. Casa Forte) são encostas limitadas por intemperismo (*weathering-limited slopes*) de forma que nelas as taxas de intemperismo são sempre menores que a taxas potenciais de erosão, o que mantém a rocha aflorante (Fig. 67). Essas encostas tendem a ser retilíneas e com o gradiente sendo controlado pelos ângulos críticos do material (Carson e Kirkby 1972; Young 1972; Selby, 1993; Howard e Selby, 1994).

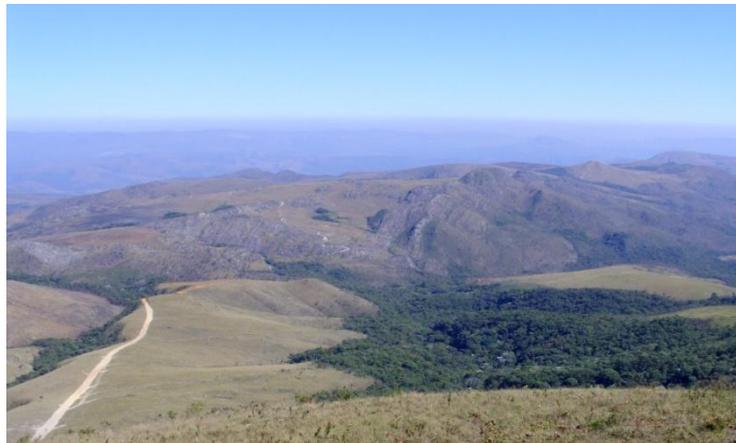


**Figura 67. Crista de quartzito (F. Casa Forte) justaposta a interflúvios rebaixados em xisto (G. Nova Lima), com o rio da Prata correndo no contato entre as litologias.**

A natureza inerte da rocha, composta essencialmente de quartzo, além de contribuir para retardar a taxa de intemperismo químico, dificulta e/ou impossibilita o estabelecimento da vegetação, tende a aumentar a eficiência do escoamento superficial que mantém a rocha exposta. No entanto, alguns trechos de encosta recobertos por uma fina cobertura eluvio-coluvionar (Fig. 67) sugerem que as taxas de intemperismo podem variar pela presença de camadas de xistos misturadas as de quartzito na Formação Casa Forte.

A dissolução dos quartzitos ocorre ao longo de fraturas, podendo formar cavernas (Dutra *et al.*, 2002). Entretanto, a rocha intacta à superfície por vezes encontra-se bastante friável, que sob pequena pressão, transforma-se em areia solta. Isso pode ser devido à intemperização preferencial de micas, nos quartzitos micáceos (sericita, muscovita), cujo teor é variável nessa formação ou a dissolução preferencial do cimento de sílica inter-grãos (Young, 1987; Piccini e Mecchia 2009). Esse processo torna o quartzito bastante friável e

suscetível ao transporte. Dessa forma, grãos de quartzo na fração areia são transportados das encostas para os canais de drenagem que tem a carga sólida dominada por essa fração.

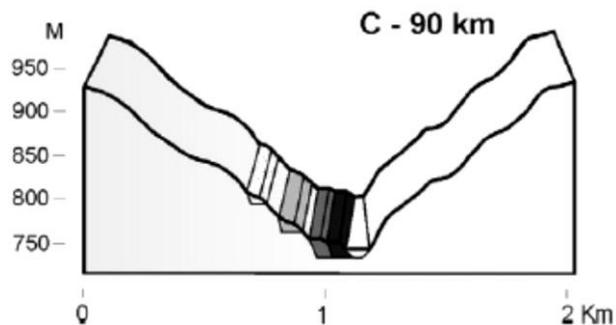


**Figura 68. Crista de quartzito (F. Casa Forte) ao fundo, ilustrando segmentos de rocha aflorante e segmentos recobertos por fina camada de regolito.**

### **4.3 Taxas de erosão e evolução do relevo no Quadrilátero Ferrífero**

Taxas de erosão-desnudação de afloramentos de rocha e de bacias de drenagem, de inúmeras litologias do Quadrilátero Ferrífero, derivadas da mensuração do radionuclídeo cosmogênico  $^{10}\text{Be}$ , foram realizadas por Salgado *et al.* (2006; 2007; 2008) e Varajão *et al.* (2009). Essas taxas representam a erosão média na escala de  $10^3$ - $10^5$  anos. Os afloramentos de quartzitos erodiram de  $0,80$  a  $2,75 \text{ m My}^{-1}$ , os de xistos de  $12,64$  a  $14,44 \text{ m My}^{-1}$  e os de filitos de  $3,93$  a  $4,92 \text{ m My}^{-1}$ . As bacias de drenagem que cortam quartzitos a erosão variaram de  $0,29$  a  $2,35 \text{ m My}^{-1}$ , em filitos de  $7,95$  a  $11,82 \text{ m M}^{-1}$  e em granito-gnaisses do embasamento arqueano de  $11,92 \text{ m My}^{-1}$ . A taxa média de erosão na área Quadrilátero Ferrífero, incluindo todas as litologias, segundo os autores supracitados é de  $7,0 \text{ m My}^{-1}$ .

Recentemente Magalhães Jr. *et al* (2011) dataram os terraços do rio das Velhas empregando com luminescência opticamente estimulada (OSL), o principal rio do Quadrilátero Ferrífero – Fig. 69. As idades dos terraços no trecho próximo à cidade de Rio Acima, onde o rio da Prata, um canal tributário analisado nesse trabalho, deságua no rio das Velhas a cerca de 90 km das suas cabeceiras, foram de  $50,0 \pm 5,8$  para o terraço mais alto (T1),  $10,0 \pm 0,9$  para o terraço intermediário (T2) e  $0,9 \pm 5,8$  para o terraço mais baixo (T3).



**Figura 69. Terraços escalonados do rio das Velhas no trecho a 90 km das cabeceiras, próximo à cidade de Rio Acima, Quadrilátero Ferrífero. Magalhães Jr. *et al.* (2011).**

Como são terraços de corte e preenchimento, essas idades marcam o tempo de agradação máxima do vale naqueles tempos, implicando que a idade representa dois eventos para o T3-T2, sendo um evento de incisão de 30m, sendo 15m em sedimentos e outros 15 em rocha e um de agradação de 15m. Após esses teríamos o evento de o abandono de T2, com posterior incisão. Logo, Essa configuração dos terraços e a seqüência de eventos de incisão e agradação impossibilitam o emprego da idade de T3 para calcular taxas de incisão, só sendo, portanto, permitido para o T2, que é de  $\approx 1650 \text{ m My}^{-1}$ , que ainda assim é uma taxa 2 ordens de magnitude maior que a taxa média de regional de desnudação para o Quadrilátero ( $\approx 7 \text{ m My}^{-1}$ ), portanto, altamente improvável (Pratt-Sitaula *et al.*, 2004).

#### **4.4 Perfis de intemperismo e solos**

Normalmente em rochas friáveis xistos, filitos e itabiritos protegidos por crostas de ferro, os perfis de intemperismo são muito profundos e os solos restringem-se somente as primeiras dezenas de cm do manto.

Nos xistos do Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas, os perfis são bastante profundos (Fig. 70), chegando a até 150 m, segundo informações de algumas minas de ouro (Dorr, 1969) – Fig. 70. Apesar dos mantos serem profundos o solo é bastante raso, normalmente compreendendo os primeiros 10-25 cm. Uma situação similar é encontrada em filitos (Fig. 71).



**Figura 70. Perfil de intemperismo de  $\approx$  20m de profundidade no xisto Nova Lima. Corte de estrada na rodovia Rio Acima-Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero.**



**Figura 71. Perfil de intemperismo no xisto Nova Lima, mostrando solo pouco desenvolvido no topo do perfil. Corte de estrada Raposos-Gandarela, Quadrilátero Ferrífero.**

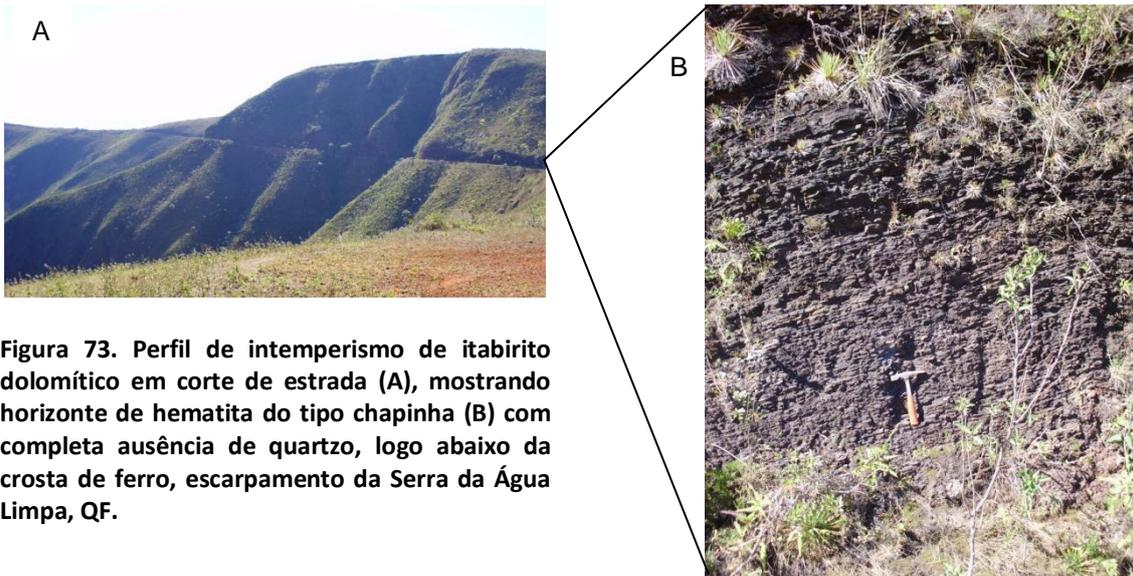


**Figura 72. Corte de estrada (A), mostrando um perfil de intemperismo do filito carbonoso (Gr. Batatal) recoberto por fina camada de colúvio (≈25cm). (B) detalhe do filito intemperizado, escarpamento da Serra da Água Limpa, Quadrilátero Ferrífero.**

Nos itabiritos dolomíticos da Fm. Cauê, protegidos por canga, localizados no sinclinais protegidos por quartzitos do Gr. Moeda, os perfis de intemperismo são muito desenvolvidos – Figs. 73 a e b, chegando a alcançaram profundidades de 450-500 m como nos flancos do sinclinal Moeda estudados por (Spier et al. 2005). Esses autores usando o método  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ , encontraram idades mínimas de 60 My para minerais de manganês precipitados nesses nos perfis de intemperismo sobre os itabiritos.

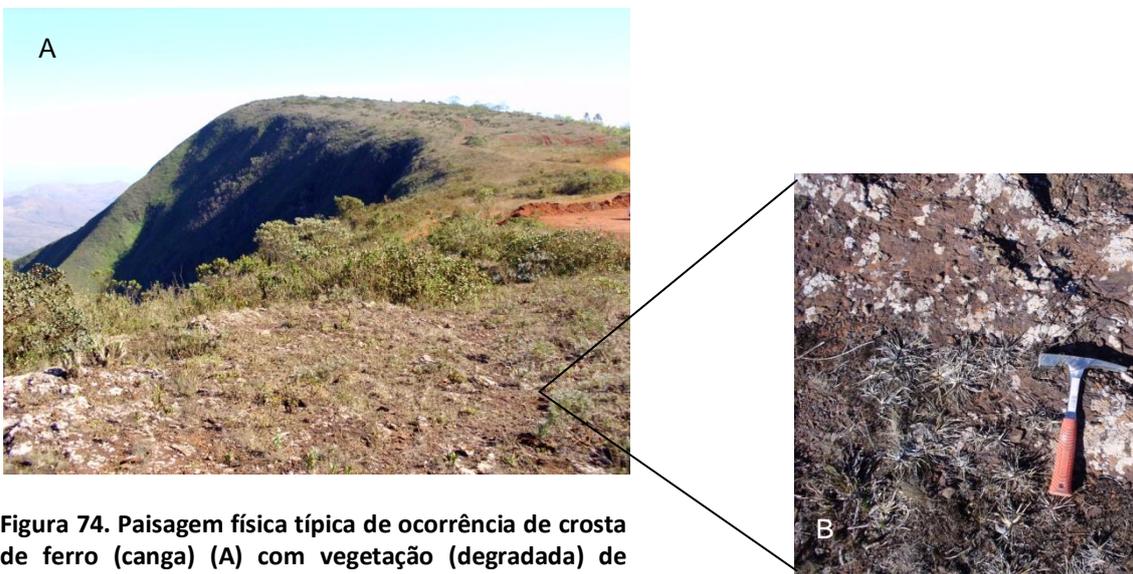
Outros perfis de intemperismo em outras localidades forma datados pela mesma técnica por (Carmo e Vasconcelos 2004; Carmo e Vasconcelos 2006). Estes trabalhos registraram taxas de conversão de rocha em solo (saproilitização) de 4 a 8  $\text{m My}^{-1}$  e de  $8.9 \pm 1.1$   $\text{m My}^{-1}$  para os últimos 10 My, respectivamente.

Essas taxas são da mesma ordem de magnitude das taxas de erosão-desnudação derivadas da mensuração de  $^{10}\text{Be}$  em rochas e em bacias de drenagem por Salgado *et al.*, (2006. 2007; 2008) e Varajão *et al.* (2009) para a escala de tempo de  $10^3$ - $10^5$  anos.



**Figura 73.** Perfil de intemperismo de itabirito dolomítico em corte de estrada (A), mostrando horizonte de hematita do tipo chapinha (B) com completa ausência de quartzo, logo abaixo da crosta de ferro, escarpamento da Serra da Água Limpa, QF.

As crostas de ferro (Figs. 74 a e b), regionalmente conhecidas como cangas, presentes no topo dos perfis de intemperismo dos itabiritos dolomíticos na Serra da Água Limpa (Sinclinal Gandarela) foram datados por Monteiro (2011) pelo método U-Th/He em goethitas presentes nas crostas. Para essas cangas essa autora assinalou idades que variaram de 5-40 My.



**Figura 74.** Paisagem física típica de ocorrência de crosta de ferro (canga) (A) com vegetação (degradada) de campo rupestre ferruginoso. Em (B) detalhe da superfície da crosta com líquens, topo da Serra da Água Limpa, QF.

Sobre itabiritos dolomíticos também foram encontrados no topo da Serra perfis de solo (Fig. 75) bem desenvolvidos sem presença de crostas, possivelmente associados ao intemperismo e pedogênese de dolomitos e itabiritos da Fm. Cauê.



**Figura 753. Perfil de solo sobre itabirito dolomítico de  $\approx$  2,00 m de profundidade, topo da Serra da Água Limpa, QF.**

#### **4.5 – Clima e Vegetação**

A vegetação do Quadrilátero Ferrífero é caracterizada pelo mosaico de Floresta Tropical semidecidual ao longo dos cursos fluviais e diferentes tipos de vegetação campo (campo limpo ou campo-sujo) nos interflúvios (Figs. 76 e 77).

Onde rochas afloram, normalmente em quartzitos, e sobre crostas de ferro (cangas) formam-se campos rupestres e campos rupestres ferruginosos, respectivamente (Figs. 77 e 78).



**Figura 764.** Mosaico entre vegetação de campo nos interflúvios e floresta tropical semidecidual ao longo dos fundos de vale, escarpamento da Serra da Água Limpa, QF.



**Figura 5.** Em destaque a vegetação de campo rupestre sobre afloramento de quartzito da Formação Moeda, base da Serra da Água Limpa, QF. Ao fundo vegetação de campo limpo nos topos das colinas em xisto (Gr.Nova Lima) e floresta tropical semidecidual de nos fundos de vale.



**Figura 78. Campos rupestres ferruginosos degradados sobre crostas de ferro. (cangas), topo da Serra da Água Limpa, QF.**

#### **4.6 Paleoclima**

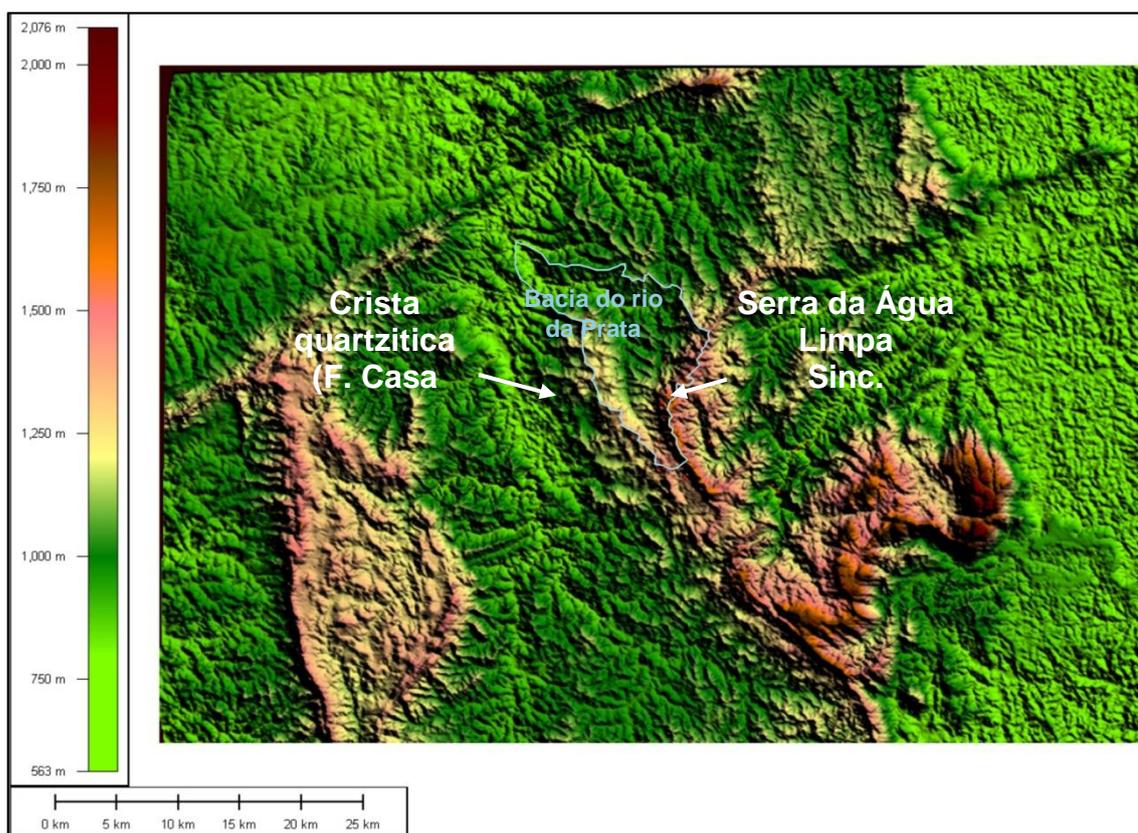
Registros polínicos indicam que o sudeste do Brasil durante o último glacial foi extensivamente coberto por vegetação de gramíneas e pequenas áreas de floresta. A predominância de campos (gramíneas) sugere que as florestas restringiam-se às áreas próximas aos cursos fluviais. Essas florestas galeria eram compostas por taxa típicos de floresta subtropical, com espécies de *Araucaria*, *podocarpus*, *Drymis*, *Ilex*, *symplocos*, *Mimosa scabrella*, e outras. Logo durante o último glacial o clima foi marcadamente diferente do atual (inter-glacial). Grandes áreas cobertas por gramíneas e pequenas áreas de floresta subtropical (galeria) em baixas altitudes no sudeste do Brasil refletiriam condições climáticas frias e mais secas durante o último glacial, entre 48.500 e 26.000  $^{14}\text{C}$  yr BP de acordo com (Behling e Lichte 1997).

Registros palinológicos referentes à passagem do Pleistoceno para o Holoceno no Estado de Minas Gerais, a cerca de 9.000 a  $^{14}\text{C}$  yr BP, mostraram uma marcada umidificação climática em muitas localidades (Behling 1995; Parizzi, 1998; Rodrigues-Filho, *et al.* 2002; Behling, 2003).

## 5 MATERIAIS E MÉTODOS

### 5.1 Critérios de escolha de área de estudo e materiais

Para testar a hipótese levantada nesse trabalho foi escolhida uma bacia de drenagem, cujas sub-bacias cortavam litologias de propriedades diferentes. A bacia do rio da Prata foi selecionada (Fig. 79). Ela localiza-se na borda na junção do anticlinório da parte central do Quadrilátero Ferrífero, composto por rochas do Supergrupo Rio das Velhas, e do sinclinal do Gandarela, composto por rochas do Supergrupo Minas. Essa junção é limitada pela falha de empurrão brasileira Fundão-Cambotas. Logo a escolha desse sistema de drenagem deveu-se ao fato de nele encontrarem-se justapostas rochas de propriedades muito diferentes.



**Figura 79.** Mapa topográfico, derivado de modelo digital de terreno SRTM, ilustrando a bacia do rio da Prata, tributário do rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, cujas cabeceiras a W encontram-se na serra da Água Limpa (flanco do sinclinal Gandarela) a E na crista de Quartzito da Formação Casa Forte (anticlinório do Supergrupo Rio das Velhas).

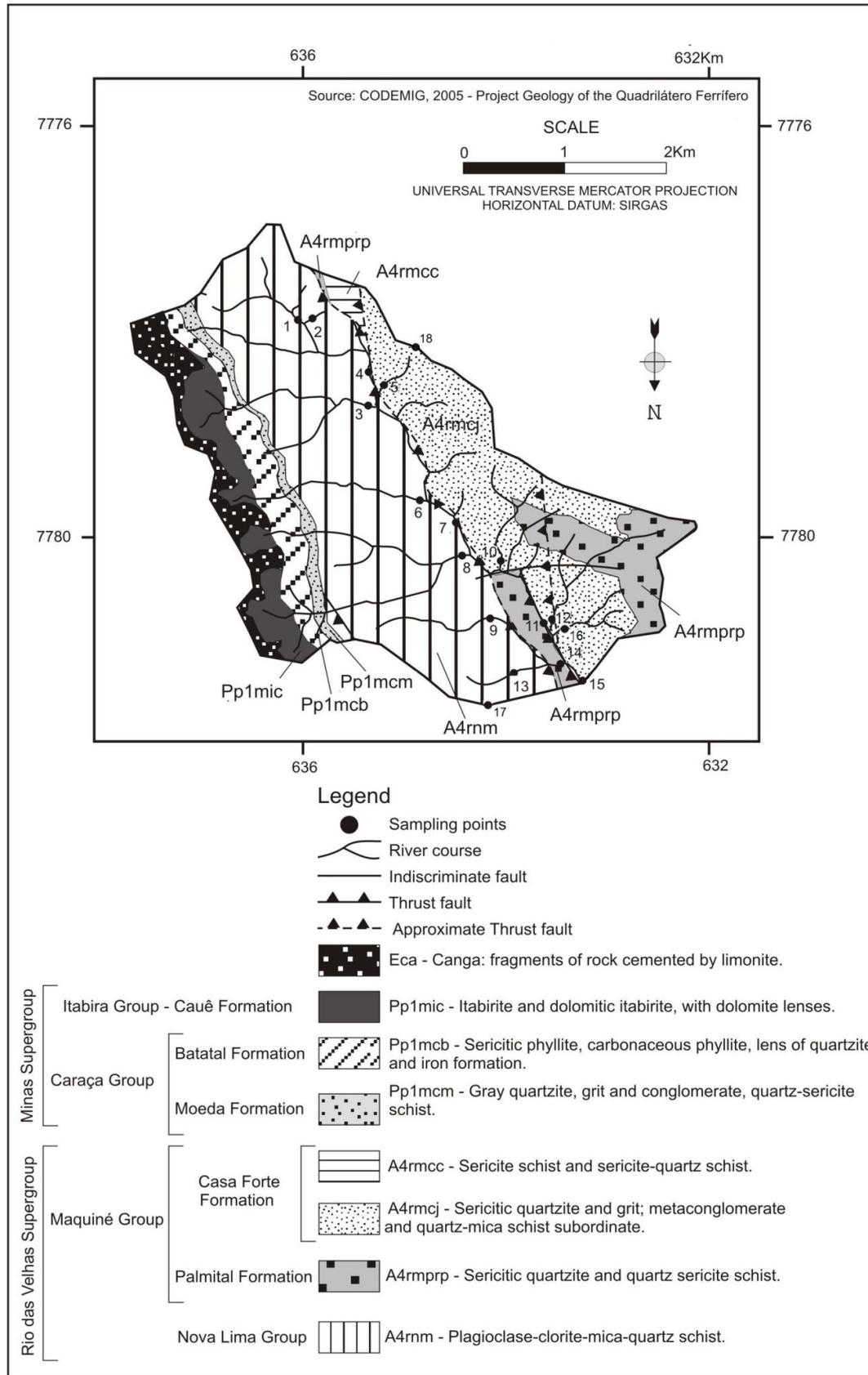
O rio da Prata tem suas cabeceiras na extremidade S da Serra da Água Limpa e corre na direção NNW-N sobre a falha Fundão-Cambotas entre as elevações da Serra da Água Limpa a E e uma pequena crista de quartzito da Formação Casa Forte (Fig.79) a W. Após o

fim da crista de quartzito, o rio desvia-se para NW, saindo do da falha e desaguando no rio das Velhas.

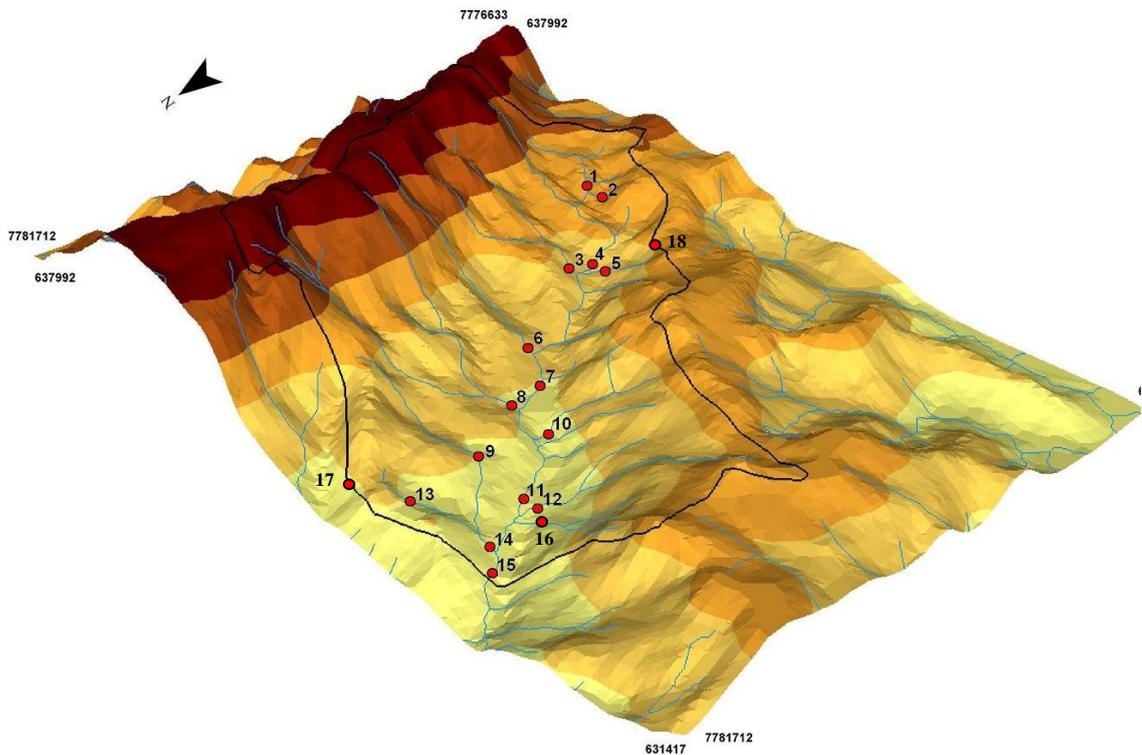
A escolha da bacia do rio da Prata também deveu-se a sua localização na borda E do Quadrilátero Ferrífero, que é uma área de acesso mais restrito, possui remanescentes de vegetação original e foi muito pouco modificada por atividades agrícolas e de mineração. Em consequência, podemos descartar a possibilidade das taxas de erosão-desnudação mensuradas em canais de drenagem terem sido afetadas por alterações antrópicas no ambiente. Ao contrário de outros trabalhos onde foram testados os efeitos da litologia nas taxas de erosão-desnudação derivadas de nuclídios cosmogênicos por mensurados em bacias de drenagem em cada litotipo (Clapp et al. 2001; Morel et al. 2003; Salgado et al. 2006; Salgado, et al. 2007; Salgado et al. 2008), nesse trabalho os nuclídeos cosmogênicos  $^{10}\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}$  foram mensurados em sedimentos de diversas bacias de drenagem em cada litotipo, mas que compartilham o mesmo canal tronco coletor de modo a assegurar que todas as drenagens pertencem ao mesmo sistema erosivo (Figs. 80 e 81). Essa estratégia permitirá observar qual o efeito da litologia, quando rochas de diferentes propriedades evoluem dentro do mesmo sistema erosivo.

Ela também vai permitir verificar se as taxas de erosão-desnudação são ou não uniformemente distribuídas entre as sub-bacias de drenagem em cada litotipo, dentro da bacia do rio da Prata. Caso as taxas sejam uniformemente distribuídas, dará empírico à hipótese da paisagem atualmente encontrar-se no estado estacionário (Gilbert, 1880; Hack, 1960).

Para tal foram escolhidos para mensuração em AMS os nuclídios cosmogênicos  $^{10}\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}$ , de longa meia-vida, 1.36 e 0.7 My, respectivamente, como forma de obter taxas de erosão-desnudação integradas na escala de milhares de anos, que é pertinente para discussão da evolução da topografia. O  $^{10}\text{Be}$  têm sido amplamente empregado por causa da suas natureza radioativa e sua virtual inexistência nas rochas terrestres. Para esse nuclídeo o quartzo é o mineral alvo mais empregado devido a sua resistência ao intemperismo, sua cristaloquímica simples, que resulta numa produção uniforme e sem perdas para fora do sistema (Gosse e Phillips, 1991; Bierman e Nichols, 2004; Dunai. 2010).



**Figura 80. Mapa Geológico da bacia do rio da Prata com os pontos de amostragem. Os pontos 1 a 16 constituem sedimentos fluviais coletados em canais de drenagem tributários e no canal coletor. Os pontos 17 e 18 são amostras de rocha do topo de crista de quartzito da F. Casa Forte, e o último de veio de quartzito, que corta o xisto do Gr. Nova Lima, respectivamente.**



**Figura 81. Topografia da bacia do rio da Prata em 3D, mostrando os pontos de coleta de amostra nos canais tributários e ao longo do canal coletor (1-16) e amostras de rocha em topo de elevação (17 e 18).**

O radionuclídeo  $^{26}\text{Al}$  e o nuclídeo estável  $^{21}\text{Ne}$  também foi mensurado nos mesmos grãos de quartzo com objetivo de investigar a história erosiva-deposicional da bacia de drenagem do rio da Prata nas escalas de milhares e de milhões de anos, através da construção e análise de diagramas isotópicos  $^{26}\text{Al}$ - $^{10}\text{Be}/^{10}\text{Be}$  e  $^{21}\text{Ne}$ - $^{10}\text{Be}/^{10}\text{Be}$ , respectivamente. Esses diagramas, como mostrado no item 3, permitem saber como as taxas de erosão-desnudação comportaram-se ao longo do tempo, isto é, se operaram no equilíbrio dinâmico ou se houve períodos significativos de erosão episódica dentro do sistema erosivo.

O método escolhido foi o de mensurar esses nuclídeos em certa quantidade de sedimentos fluviais como forma de obter taxas médias de erosão-desnudação na escala de bacia de drenagem, que foi empregado com sucesso em muitos trabalhos (Brown et al., 1995; Granger et al., 1996; Schaller et al., 2001; Vance et al., 2003; Binnie et al., 2006; Salgado et al., 2006; Binnie, 2007; Salgado et al., 2007; Binnie et al., 2008; Salgado et al., 2008).

## 5.2 Estratégia de amostragem de sedimentos fluviais e rochas

Dentro de cada bacia de drenagem tributária foram coletadas amostras de sedimentos num ponto imediatamente acima da junção com o canal coletor. Ao longo do canal tronco coletor foram coletadas amostras após confluência com cada grupo de dois canais tributário, a fim de assegurar a mistura eficiente dos sedimentos (Knighton, 1980; Binnie et al., 2006).

Em virtude da distribuição desigual do quartzo e da virtual dissolução do mesmo nos perfis de intemperismo, nesse trabalho foram adotadas as seguintes estratégias de coleta de sedimentos:

- (i) os sedimentos provenientes de canais de drenagem que cortavam em sua maioria itabiritos dolmíticos, xistos e filitos apresentaram baixo teor de quartzo ( $\approx 20 \text{ g Kg}^{-1}$  sedimento) e sempre no tamanho seixo. O modelo reservatório (Bierman e Steig 1996) informa que somente amostras da fração areia, que têm cerca de  $10^5$ - $10^6$  grãos, possuem representatividade em área, de modo que a concentração de nuclídeos nessas amostras possam ser empregadas na determinação de taxas de erosão-desnudação na escala de bacia de drenagem. Uma alternativa a esse método, quando o sedimento não possui fração areia, é coleta de uma amostra amalgamada, composta de no mínimo 30 seixos de quartzo (Hancock et al. 1999). Nesses canais foram coletadas amostras compostas de 30-40 seixos de quartzo em barras fluviais (Fig. 82)



**Figura 82. Coleta de sedimentos fluviais (areia e cascalhos) no fundo no canal de drenagem com abundância de quartzo (canal em quartzito) para mensuração de NCPI da respectiva bacia de drenagem.**

(ii) Em canais que drenam quartzitos constatou-se abundância de quartzo nas frações cascalho da carga de fundo, de modo que nesse caso foram coletadas amostras de cerca 1.0 Kg de fração areia (Fig.83).



**Figura 83. Coleta seletiva de (cascalhos) em barras de canal com pouco quartzo para mensuração de NCPI da respectiva bacia de drenagem.**

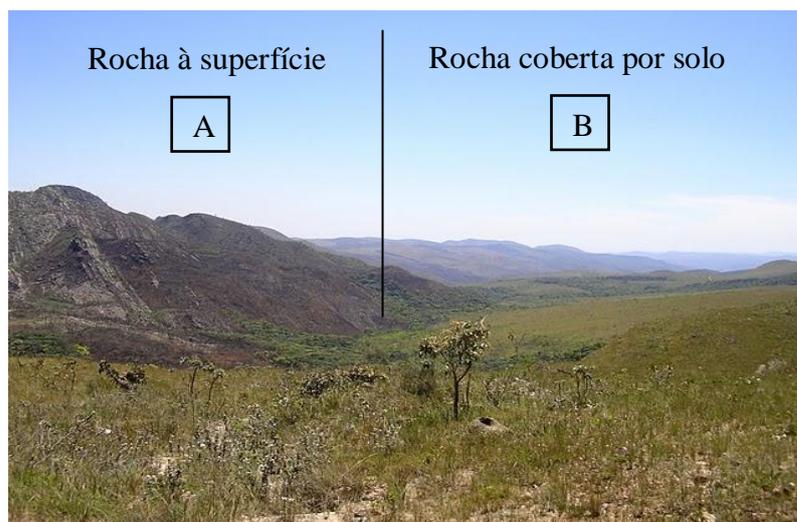
Também foram coletadas de forma complementar amostras de rocha de topo de elevação (amostras 17 e 18), no quartzito da F. Casa Forte e de um veio de quartzo que corta os xistos do G. Nova Lima. Essa amostragem permitirá a comparação direta das taxas de erosão-desnudação dos topos de elevação com as das taxas das bacias de drenagem, mostrando se há ou não ajuste entre elas, isto é, dando ou não suporte à hipótese do equilíbrio dinâmico (Ahnert, 1987a).

### **5.3 Interpretação das taxas de erosão-desnudação derivadas da mensuração de NCPI na bacia do rio da Prata**

Como visto no capítulo 3, apesar do método de mensuração de taxas de erosão-desnudação com nuclídios cosmogênicos, seja na escala de afloramentos de rocha ou na de bacia de drenagem, ser teoricamente consolidado, ele não abarca todos os materiais e todos os processos ou diferentes combinações dos dois, que esculpem a superfície terrestre. Como visto, há inúmeras assunções referentes a esse método.

Isto significa que para situações fora das quais o método foi desenvolvido, como algumas encontradas na área de estudo, as taxas de erosão-desnudação, derivadas dos nuclídios cosmogênicos, devem ser interpretadas a luz de um forte controle de campo quanto aos materiais geológicos e aos processos geomórficos.

A presença de duas paisagens físicas distintas, adjacentes, compartilhando o mesmo canal tronco coletor, sendo uma composta de rocha aflorante maior resistência relativa, como quartzitos no (área A - fig. 84) e outra composta de menor resistência relativa, como a assembléia xisto-filito-itabirito, cobertas por espesso manto intemperismo ou por crostas hematíticas na área B, traz questões importantes para interpretação das taxas de erosão derivadas da mensuração de nuclídios cosmogênicos.

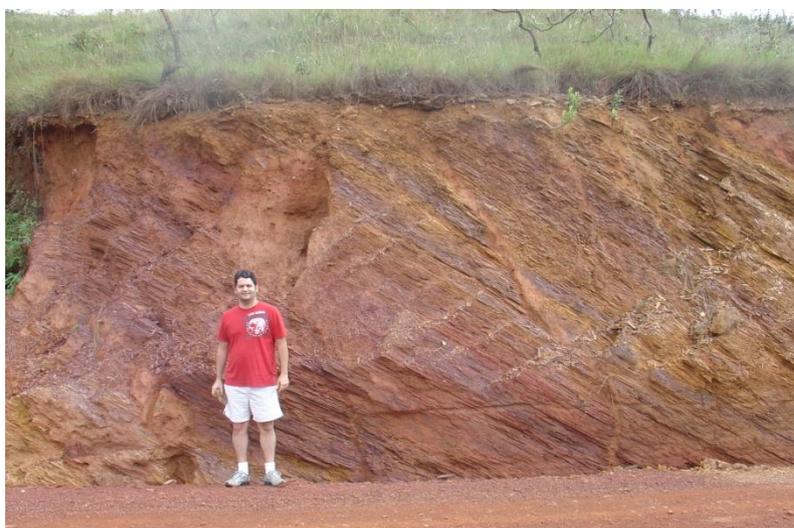


**Figura 84. Vista do alto da bacia do rio da Prata, destacando duas topografias distintas a crista de quartzito da (F. Casa Forte) justaposta ao interflúvio sobre xisto do Gr. Nova Lima.**

A taxa de erosão-denudação derivada da mensuração da concentração de um nuclídeo cosmogênico produzido *in situ* numa rocha ou solo é uma medida da velocidade com que a superfície se aproxima de um grão à determinada profundidade (Granger e Riebe 2007), como visto na revisão sobre o modelo teórico no Cap. 3. Então, as taxas de erosão-desnudação derivadas desse método referem-se à perda de massa perpendicular à superfície, não diferindo se advinda de recuo ou rebaixamento da mesma (Saunders e Young 1983). As taxas medidas são sensíveis à perda de massa dos materiais à superfície terrestre, sejam rochas ou, sejam mantos de intemperismo.

Tendo isso em mente podemos dizer que os sedimentos provenientes dos canais da margem E do tronco coletor (área A) vão registrar as taxas de desnudação, ou seja, a remoção total de massa por processos físicos (erosão) e químicos (dissoluções incongruente e incongruente), pois a rocha encontra-se à superfície.

Enquanto que os sedimentos amostrados nos canais a W do tronco coletor (área B) vão registrar somente a remoção por processos físicos, porque os mantos de intemperismo são muito espessos (centenas de metros – Fig 85), ou seja, com profundidade uma ordem de magnitude maior, quando comparados com a profundidade de atenuação dos nuclídios cosmogênicos produzidos *in situ*, cerca de 60cm em rocha ( $\rho = 2.65$ ) e 100cm em solo-saprolito ( $\rho = 1.60$ ) e o método não leva em conta as perdas de massa a grande profundidade. Logo, para efeito de comparação das taxas de desnudação das drenagens da área A com as da área B, as taxas de erosão do segmento B devem ser acrescidas de taxas de dissolução para compor a taxa de desnudação.



**Figura 85. Perfil de intemperismo do xisto do grupo Nova Lima (4 m de profundidade), destacando a foliação bem aparente e o solo bastante raso.**

Enquanto que na área A a produção de nuclídios cosmogênicos se dá na rocha exposta à superfície, no área B eles foram provavelmente produzidos no saprolito, eles pois apresentam idades mínimas da ordem de milhões de anos (Carmo e Vasconcelos 2004; Spier et al., 2005; Carmo e Vasconcelos, 2006). Logo, para o cálculo das taxas de erosão-desnudação integradas no tempo devem ser empregadas as densidades de rocha ( $\rho_r$ ) para as drenagens da área A e densidades do saprolito ( $\rho_s$ ) para as da área B.

Há outra implicação importante. O quartzo não é uniformemente distribuído ao longo da bacia do rio da Prata (Fig. 80). Nos saprolitos da área B o quartzo é inexistente, devido ao longo tempo de exposição aos agentes intempéricos (Schulz e White 1999), de forma que os grãos presentes nas rochas encaixantes foram completamente dissolvidos pelos processos

intemperismo. Essa configuração não permite que nesse trabalho se aplique as correções de concentração de quartzo das rochas, usadas por (Vance et al., 2003), nas taxas de erosão-desnudação em diferentes litologias do Himalaia.



**Figura 86. Veio de quartzo cortando itabirito intemperizado. Note que o veio ao intemperizar-se libera seixos de quartzo para o solo que são transportados por processos de encosta.**

Constatou-se na área de estudo que os grãos de quartzo remanescentes nos saprolitos provêm do intemperismo de veios e ocorrem na forma de seixos dispersos na interface saprolito-solo (Fig. 86), que são transportados por processos de encosta para os canais de drenagem. Isso gerou também implicações na coleta de amostras de sedimentos fluviais da área B, que será abordado mais adiante nesse capítulo.

Como conseqüência, o emprego do método de mensuração de taxas de erosão-desnudação com nuclídios cosmogênicos produzidos *in situ* nos grãos de quartzo provenientes de canais de drenagem da área B é somente assegurada pela presença extensiva de veios de quartzo nessas litologias (xistos, filitos e itabiritos), conforme analisado por (Silva et al., 1991). Todavia, não há como quantificar a concentração de quartzo nesses mantos de intemperismo.

A ausência de solos espessos, fato corriqueiro na área de estudo, (fig. 87) também tem uma implicação importante no inventário de nuclídios cosmogênicos produzidos *in situ*. Solos de pequena profundidade implicam numa maior sensibilidade do sistema a qualquer modificação nas taxas de erosão-desnudação ao longo do tempo. Isso porque a pequena

profundidade indica também a ausência de revolvimento do material de solo pela biota, que, por sua vez, homogeneizam os teores de nuclídios à superfície.

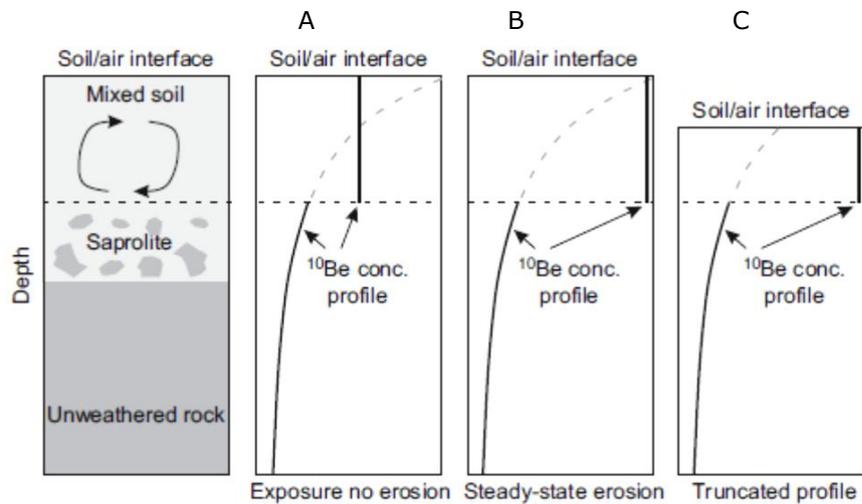
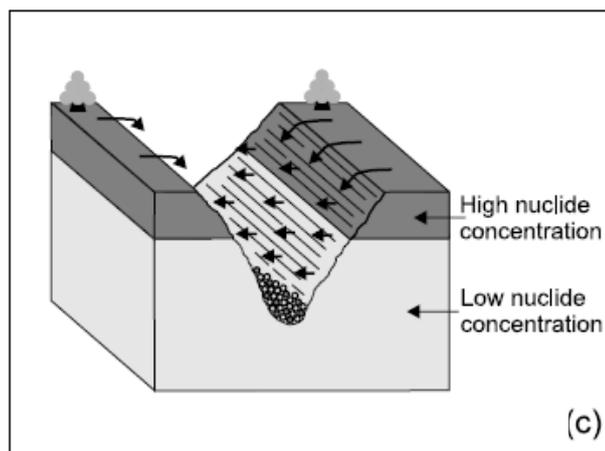


Figura 87. Efeito do revolvimento (homogeneização) do material de solo nas concentrações de  $^{10}\text{Be}$  em profundidade. Numa situação de erosão zero (A), a seção sob revolvimento (área acima da linha pontilhada negra) deverá refletir a concentração média do perfil não-perturbado (linha pontilhada cinza). Em situação de erosão no estado estacionário (B) da seção em revolvimento a concentração média da seção é igual a concentração de  $^{10}\text{Be}$  do solo não perturbado à superfície. No caso de haver truncamento do perfil de solo por aceleração da taxa de erosão, por modificação do uso do solo, o perfil pode ainda preservar as concentrações que refletem a taxa de erosão pré-distúrbio. Modificada de Granger e Riebe (2007).

No caso de processos erosivos espacialmente homogêneos à superfície (erosão por escoamento superficial ou em ravinas de pequena profundidade) as concentrações de nuclídios cosmogênicos vão refletir taxas de erosão-desnudação pré-distúrbio, ou seja, a homogeneização do material de solo cria efeito tampão (*buffer*) em relação às taxas de erosão (Fig. 87). Entretanto, na área de estudo não é descartada a possibilidade dos solos terem sido removidos por eventos erosivos, dado sua pequena espessura em relação aos mantos de intemperismo.

No caso de processos erosivos concentrados (Fig. 88), como erosão por canais incisos ou voçorocas, que removem uma espessura de material maior que  $1/e$  (aproximadamente 63% da profundidade de atenuação de nêutrons), que equivale 100 cm num solo ( $\rho = 1.60 \text{ g cm}^{-3}$ ), as concentrações de nuclídios serão extremamente baixas, visto que os canais de drenagem serão entulhados de uma mistura de grãos oriundos das porções seções superficiais do solo, juntamente com a das paredes laterais e do fundo das incisões recentes.

Isso resultará em taxas de erosão-desnudação muito elevadas. Sendo assim, no caso de mensuração de taxas de erosão-desnudação em bacias de drenagem nessa área, implicaria numa violação do método porque as taxas não refletiriam uma erosão espacialmente homogênea (von Blanckenburg et al., 2004). Também não refletiriam taxas integradas na escala de milhares de anos e sim uma taxa atual (Niemi et al., 2005).



**Figura 88.** Esquema mostrado uma dissecção linear exumando sedimentos com baixa concentração de nuclídeos cosmogênicos. von Blanckenburg et al. (2004)

## 5.4 Métodos

### 5.4.1 Extração de $^{10}\text{Be}$ e $^{26}\text{Al}$ dos grãos de quartzo

#### 5.4.1.1 Separação mecânica dos sedimentos e rochas

As amostras de rocha e de sedimento, compostas por seixos, foram trituradas manualmente. Após trituração foram tamisadas no intervalo 0,25-1,00 mm de modo a concentrar cerca de 50g de quartzo impuro em cada amostra. Amostras sedimento fluvial no tamanho areia foram somente tamisadas no intervalo 0,25-1,00 mm. Em seguida as amostras de quartzo impuro foram encaminhadas para a etapa de limpeza química com solução de HCl 6N em alta temperatura.

#### 5.4.1.2 Separação química do quartzo

##### 5.4.1.2.1 Limpeza dos grãos com solução ácida em alta temperatura

As amostras foram tratadas com solução de HCl 6N com H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> 0,03% aquecida a 200 °C em chapa aquecedora durante 12 horas. Esta etapa removeu a matéria orgânica, carbonatos e revestimentos ferruginosos dos grãos de quartzo e dissolveu parcialmente outros minerais e fragmentos de rocha.

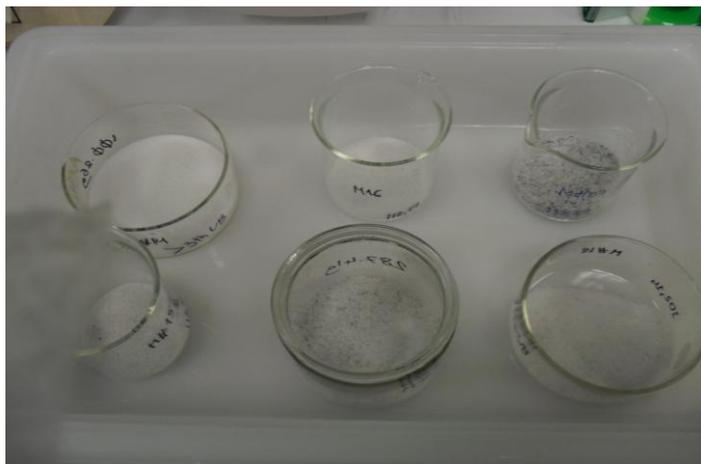
#### 5.4.1.2.2 Limpeza dos grãos com banho ultrassônico

As amostras de quartzo impuro foram submetidas a séries de 4-6 banhos ultrassônicos, aquecidos a 90 °C, com solução de 1% HF/1% HNO<sub>3</sub>, durante 09 horas cada – Fig 89. Esta etapa foi necessária para dissolver a superfície dos grãos de quartzo, removendo o <sup>10</sup>Be atmosférico, e dissolver outros minerais, concentrando somente o quartzo puro. O teor de <sup>10</sup>Be atmosférico, adsorvido à superfície dos grãos de quartzo, é cerca de três ordens de magnitude maior que o teor de <sup>10</sup>Be produzido dentro dos grãos *in situ* (Monaghan et al., 1986; Kohl e Nishiizumi 1992), por isso sua remoção é necessária.

Contudo, no final desta etapa algumas amostras ainda remanesceram minerais metamórficos, como especularitas, intercrescimentos quartzo-especularita e actinolita (anfíbólio) – Fig 90, permaneceram insolúveis, sendo necessária sua remoção manual. Ivy-Ochs (conf informal), ETH-Zurique, informou que tiveram os mesmos problemas com intercrescimentos mica-quartzo em sedimentos provenientes de rochas metamórficas do Himalaia.



Figura 89. Eliminação de <sup>10</sup>Be atmosférico das amostras (containers de teflon) por sucessivos banhos ultrassônicos a 90 °C com solução de HF-HCl 1%.



**Figura 90. Amostras de quartzo após trituração e fases de limpeza com HCl 6N com solução de HF-HNO 1% em banho ultrasônico, destacando a presença de quartzo puro (amostras brancas) e quartzo com especularita (mica hematítica) e actinolita (anfibiólio) que permaneceram insolúveis ao tratamento.**

#### *5.4.1.2.3 Dissolução do quartzo puro para mensuração do teor total de $^{27}\text{Al}$*

Após banho ultrasônico, uma alíquota das amostras foi dissolvida em solução concentrada de  $\text{HNO}_3/\text{HF}/\text{HClO}_4$ . O  $^{27}\text{Al}$  foi mensurado em aparelho de absorção atômica Perkin Elmer® - Fig 91. O teor de  $^{27}\text{Al}$  é um indicador da pureza do quartzo nas amostras. Um problema comum ao se trabalhar com rochas terrestres reside em selecionar materiais com baixo teor de Al de modo que assegure uma razão  $^{27}\text{Al}/^{26}\text{Al}$  ( $10^{-13}$ ) que possa ser mensurada em AMS.



**Figura 91. Aparelho de absorção atômica onde eram mensurados os teores de  $^{27}\text{Al}$  das amostras de quartzo.**

Logo é necessário baixar o teor de  $^{27}\text{Al}$  do quartzo através de sucessivos banhos ultrasônicos (Tuniz, Bird et al. 1998). Algumas amostras apresentaram alto teor de  $^{27}\text{Al}$  após 4

banhos ultrasônicos, sendo necessária a repetição da etapa anterior e, em algumas vezes, separação manual dos grãos.

#### 5.4.1.2.4 Dissolução do quartzo puro para mensuração de razões isotópicas em AMS

Antes da dissolução é necessário calcular a quantidade de  $^9\text{Be}$  a ser adicionada<sup>13</sup> às amostras para que a razão  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  seja maior que  $10^{-15}$  e a quantidade de quartzo necessária para assegurar tal valor, utilizando a equação 1 e 2. Para estes cálculos foram utilizadas taxas médias de erosão-desnudação realizadas por Salgado et al. (2006; 2008) no Quadrilátero Ferrífero.

Para amostras que mostraram teores de  $^{27}\text{Al}$  menores que 2,5 mg, foi adicionado  $^{27}\text{Al}$  *carrier*. Amostras com teores maiores não foi necessária adição de  $^{27}\text{Al}$  *carrier*. Logo na equação 02 a quantidade de  $^{27}\text{Al}$  pode ser totalmente natural ou uma mistura de  $^{27}\text{Al}$  natural mais  $^{27}\text{Al}$  adicionado como *carrier*.

$$N(at/g) = \frac{{}^9\text{Be}/{}^{10}\text{Be} \times \left[ {}^9\text{Be}_{\text{carrier}} \times \frac{\text{Avg}N}{\text{Atg}} \right]}{\text{Qtz}(mass)} \quad \text{Eq.20}$$

$$N(at/g) = \frac{{}^{27}\text{Al}/{}^{26}\text{Al} \times \left[ ({}^{27}\text{Al}_{\text{sample}} + {}^{27}\text{Al}_{\text{carrier}}) \times \frac{\text{Avg}N}{\text{Atg}} \right]}{\text{Qtz}(mass)} \quad \text{Eq.21}$$

Após a adição de 0,5 mg de  $^9\text{Be}$  *carrier* às amostras, cerca de 20 g de quartzo puro foi dissolvido com uma mistura HF-HNO<sub>3</sub> em béqueres de teflon – Fig. 92. Após a completa dissolução do quartzo, SiF<sub>4</sub> foi evaporado com HClO<sub>4</sub>.

Traços de flúor foram eliminados por fumegante com HClO<sub>4</sub> (três vezes). O resíduo foi dissolvido em HCl e uma alíquota foi retirada de cada amostra para mensuração de Al por absorção atômica. Como algumas amostras apresentaram concentração muito baixa de Al, foi necessário adicionar *carrier* de  $^{27}\text{Al}$ , de modo que a massa total do Al em cada amostra fosse de 2,5 mg<sup>14</sup>.

<sup>13</sup> Como o  $^9\text{Be}$  somente ocorre como traço na maioria dos materiais terrestres, a adição de *carrier* é necessária para assegurar a mensuração em AMS (Tuniz, Bird et al., 1998.).

<sup>14</sup> As amostras foram ajustadas de modo que 10 g de quartzo tenha um total de 1,25 mg de  $^{27}\text{Al}$  nativo para melhorar a passagem de corrente elétrica no aparelho de AMS (Tuniz Bird et al., 1998).



**Figura 92. Dissolução total das amostras de quartzo após adição de  $^9\text{Be}$  em béqueres de Teflon.**

#### *5.4.1.3 Purificação e separação dos íons de Be e Al*

##### *5.4.1.3.1 Coluna de resina trocadora de ânions*

A amostra é dissolvida numa solução de HCl concentrado e atravessa colunas de resina trocadora de ânions de 10 mL – Fig. 93, separando os íons de Fe e Co, que têm grande afinidade pelo ânion  $\text{Cl}^-$ , formando complexos estáveis, do restante da amostra.



**Figura 93. Separação de íons de Fe e Co das amostras em coluna com resina trocadora de ânions.**

##### *5.4.1.3.2 Complexação e extração dos metais Be e Al*

Neste passo íons de Be e Al são removidos da amostra com uma solução complexante de tetracloreto de carbono ( $\text{CCl}_4$ ) em pH levemente alcalino (Fig. 94) e com auxílio de acetil-

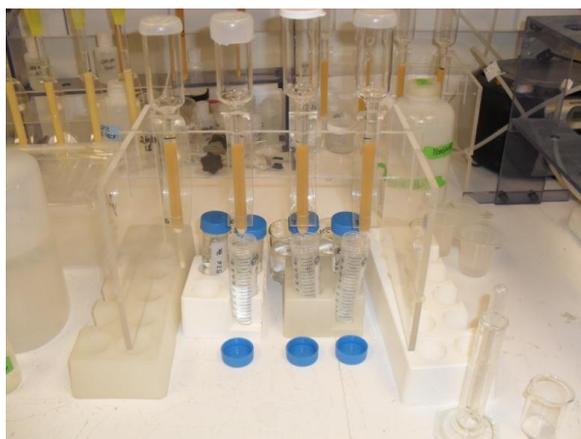
cetona, separando-os dos demais metais, como parte do Ti, Ni e Ca. Os íons de Be e Al foram deslocados do agente complexante com uma solução de  $\text{HNO}_3$ .



**Figura 94. Separação dos metais Be e Al por decantação em ampolas de vidro via complexação de íons com moléculas de tetracloreto de carbono.**

#### *5.4.1.3.3 Coluna de resina trocadora de cátions*

Os íons de Al e Be foram separadas entre si usando colunas com resinas de trocadoras de cátions de 5 mL (Fig. 95). O íon de Be foi eluído com solução de HCl 1N e o de Al com solução de HCl 3N.



**Figura 95. Separação dos íons de Al e Be em colunas com resina trocadora de cátions.**

#### 5.4.1.4 Precipitação de $Be(OH)_2$ e $Al(OH)_3$ e conversão para $BeO$ e $Al_2O_3$ .

Após separação, íons Be e Al foram precipitados como hidróxidos,  $Be(OH)_2$  e  $Al(OH)_3$ , respectivamente, com ajuste de pH para alcalino, usando  $NH_4OH$  em tubos de centrifuga – Fig. 96. Os precipitados foram lavados com água ultrapura e foram convertidos para óxidos em forno à temperatura de  $950\text{ }^\circ\text{C}$  – Fig. 97.



**Figura 96. Precipitação de  $Be(OH)_2$  e  $Al(OH)_3$  nos tubos de ensaio em bloco de aquecimento, após ajuste de pH.**



**Figura 97. Óxidos de Be e Al em cadinhos de quartzo, saídos do forno, após conversão dos respectivos hidróxidos.**

#### 5.4.1.5 Montagem dos alvos de $BeO$ e $Al_2O_3$ para espectrômetro de massa com aceleração de partículas (AMS)

Após conversão para óxidos,  $BeO$  e  $Al_2O_3$  são misturados com Nb ou Ag, respectivamente, para assegurar uma boa transmissão de corrente elétrica, e posteriormente, prensados em pequenos alvos metálicos (*targets*) – Fig.98. Os alvos foram encaminhados para mensuração das razões isotópicas  $^9Be/^{10}Be$  e  $^{26}Al/^{27}Al$  em espectrômetro de massa com aceleração de partícula (AMS) no PrimeLab da Universidade de Purdue, com a supervisão do pesquisador Marc Caffee, Departamento de Física, Universidade de Purdue.



**Figura 98. Cabine onde foi realizada a prensagem óxidos de Be e Al, após serem misturados com Nb e e Ag, respectivamente, em alvos de espectrômetros de massa com aceleração de partículas (AMS).**

#### 5.4.2 Extração de $^{21}\text{Ne}$ dos grãos de quartzo

Alíquotas das amostras (1-3g) previamente limpas com HCl 6N e sucessivos banhos ultrasônicos com soluções HF-HNO<sub>3</sub> 1%, foram separadas e enviadas para mensurações de  $^{21}\text{Ne}$  no *Berkeley Geochronology Center*, Universidade da Califórnia, Berkeley.

O  $^{21}\text{Ne}$  foi extraído das amostras através do encapsulamento de 50-150 mg de quartzo em alvos metálicos (Ta) sob vácuo com um diodo a laser (75W), com controle de temperatura por pirômetro coaxial calibrado para emissividade do Ta – Fig. 99.

A câmara de extração tem capacidade para múltiplos alvos em inúmeras cavidades feitas em disco de aço inoxidável. Foi evitado o aquecimento colateral das amostras adjacentes com um procedimento de aquecimentos em passos, no qual um passo de aquecimento único foi completado para todas as amostras na câmara antes de movê-las para os passos de alta temperatura. A escala de aquecimento incluiu passos de temperaturas de 370, 740 e 1140 °C.

O branco do sistema para extração a laser foi de  $1 \times 10^5$  átomos de  $^{21}\text{Ne}$  (um múltiplo taxa de contagem de 0.5 Hz). Os passos de alta temperatura no forno contribuíram para a maior parte do branco. Contudo, nós também levamos isso em conta na separação do Ne cosmogênico do atmosférico, mais do que fazer um correção separada.



**Figura 99. Espectrômetro de massa de gases nobres ultrasensitivo do laboratório de Termocronometria de Gas Nobre do *Berkeley Geochronology Center*, onde formam mensurados  $^{21}\text{Ne}$  nas amostras de quartzo.**

Após aquecimento, os gases liberados foram reagidos com SAES *getter* e o Ne foi separado de outros gases numa armadilha baixíssima de temperatura (criogênica). O  $^{21}\text{Ne}$  resultante foi analisado em espectrômetro de massa MAP-215 no laboratório de Termocronometria de gás nobre do Berkeley Geochronology Center –Fig. 99.

O totais de  $^{20}\text{Ne}$  e  $^{21}\text{Ne}$  foram obtidos pela altura dos picos em comparação com o padrão atmosférico. Nas concentrações de  $^{21}\text{Ne}$  cosmogênico foram assumidas que as amostras sempre continham a mistura dos dois componentes,  $^{21}\text{Ne}$  atmosférico e cosmogênico. Essa observação concorda com os resultados de (Niedermann et al., 1993; Schafer et al., 1999).

As concentrações de  $^{21}\text{Ne}$  foram combinadas com  $^{10}\text{Be}$ , gerando o diagrama isotópico  $^{21}\text{Ne}$ - $^{10}\text{Be}/^{10}\text{Be}$  através do programa Cosmocalc® (Vermeesch 2007).

#### *5.4.3 Correções de elevação, sombreamento topográfico e de densidade dos materiais à superfície*

Para conversão das concentrações de  $^{10}\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}$  em taxas médias de erosão na escala bacia de drenagem é necessário calcular a taxa de produção efetiva na escala de cada sub-bacia de drenagem. Assim, os itens a seguir fornecem informações de como foram obtidos os parâmetros: elevação média, densidade média dos materiais geológicos à superfície e correção para efeito de sombreamento topográfico no fluxo de partículas cósmicas.

#### 5.4.3.1 Cálculo de elevação média das bacias de drenagem

A elevação média ( $H_m$ ) de cada bacia de drenagem foi obtida através relação área-altitude de (Strahler 1952) por meio de integração de área de bandas altimétricas de 10m de intervalo.

$$H_m = \int_{base}^{topo} adh \quad \text{Eq.22}$$

Onde:

$H_m$  = elevação média;  
h = elevação (10 m);  
a = área de superfície;

#### 5.4.3.2 Correções para a densidade dos materiais em superfície

Para correção das taxas de erosão a estratégia seguiu dois caminhos distintos. Empregamos mensurações de densidade de rocha quando elas eram ricas em quartzo e encontravam-se expostas à superfície, como quartzitos. Por outro lado, no caso de rochas com ausência de quartzo e recobertas por espessos mantos de intemperismo (>100m), como nos xistos, filitos e itabiritos, objetivando reproduzir melhor as condições de campo foi empregada a densidade média entre material encaixante e veios de quartzo que os cortam, usando a densidade aparente para materiais friáveis, como saprolitos, ou densidade de partículas para materiais coesos, como cangas. O emprego das densidades aparentes dos saprolitos apóia-se da idéia de que pelas antigas idades e grandes espessuras a produção de nuclídios cosmogênicos se deu no saprolito e não na rocha fresca que está a dezenas ou centenas de metros abaixo da superfície. Além disso, as densidades aparentes do solo foram excluídas devido a pequena espessura (25 cm) se comparada a do saprolito.

Em locais onde as rochas estavam recobertas por manto de intemperismo foram coletadas amostras indeformadas com auxílio de extrator e anéis metálicos de volume conhecido, conforme (Grossman e Reinsch 2002). Foram coletadas amostras nas seguintes profundidades: 0-10cm, 50-60cm 110-120cm, com 03 repetições em cada, de modo que obtivéssemos boas estimativas da densidade dentro de 120cm de solo onde se concentra toda produção de nuclídios cosmogênicos. As densidades aparentes foram calculadas dividindo o peso das amostras de solo secas 105 °C pelo volume dos cilindros.

$$\rho_{ap. sap/ solo} = \frac{ps}{v} \quad \text{Eq. 23}$$

onde:

$\rho_{ap. sap/ solo}$  = densidade aparente do saprolito/solo;

$ps$  = peso do saprolito/ solo seco;

$v$  = volume do cilindro.

Em locais onde as rochas estavam expostas foram coletadas 05 amostras de rocha com martelo e talhadeira. As amostras foram moídas e tamisadas (<2,0 mm). As densidades das rochas foram determinadas pelo método do deslocamento das partículas por líquido de densidade conhecida em frasco de volume conhecido, segundo (Flint e Flint 2002), sendo empregados etanol (CH<sub>3</sub>CH<sub>2</sub>OH) como líquido e balões de vidro de 50mL. A densidade do etanol ( $\rho_e$ ) foi calculada através da média de 05 mensurações da massa de etanol em balões de vidro de 50mL.

$$\rho_{rocha} = \frac{(pbr - pb)}{[50 - (pbre - pbr) / \rho_e]} \quad \text{Eq.24}$$

onde:

$\rho_{rocha}$  = densidade da rocha;

$pb$  = peso do balão;

$pbr$  = peso do balão + rocha;

$pbre$  = peso do balão + rocha + etanol;

$\rho_e$  = densidade do etanol;

**Tabela 4. Materiais geológicos à superfície, formação geológica e densidades de partícula e aparente.**

Materiais	Formação Geológica	Profundidade (cm)	Densidade (g cm <sup>-3</sup> )
Quartzito (rocha) <sup>a</sup>	Casa Forte	0-5	2.660 ± 0.005
Quartzito (rocha) <sup>a</sup>	Moeda	0-5	2.689 ± 0.019
Veios de quartzo (rocha) <sup>a</sup>	todas	0-5	2.647 ± 0.012
Xisto (saprolito) <sup>b</sup>	Nova Lima	60-120	1.576 ± 0.131
Xisto (rocha) <sup>c</sup>	Nova Lima	≈15000	2.803
Xisto (saprolito) <sup>b</sup>	Casa Forte	60-120	1.615 ± 0.083
Filito (saprolito) <sup>b</sup>	Moeda	60-120	1.609 ± 0.076
Canga (material intemperizado rígido) <sup>a</sup>	Cauê	0-5	3.640 ± 0.265
Itabirito dolomítico (solo)	Cauê	60-120	1.76 ± 0.152
Itabirito dolomítico (saprolito) <sup>a</sup>	Cauê	≈ 2000	4.544 ± 0.135
Itabirito dolomítico (rocha) <sup>c</sup>	Cauê	≈40000	2.929

<sup>a</sup> média de 5 mensurações; <sup>b</sup> média de 3 mensurações; <sup>c</sup> uma mensuração.

Os valores das densidades de partícula de rochas e materiais intemperizados rígidos e de densidades aparentes de saprolitos e solos da bacia do rio da Prata são mostrados na tabela 4. As densidades médias na escala de bacia de drenagem ( $\rho_b$ ) dos foram calculadas usando as mensurações de densidade dos materiais geológicos multiplicadas pela respectiva área e divididas pela área total das bacias.

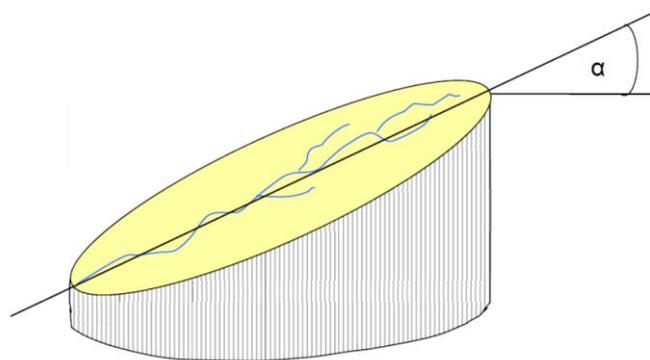
$$M\rho = \frac{\sum \rho_i A_i}{A_t} \quad \text{Eq.25}$$

As densidades dos materiais de topo foram empregadas diretamente no cálculo das taxas de erosão-desnudação.

#### 5.4.3.3 Correção para sombreamento topográfico (*topographic shielding*)

Há dois tipos de sombreamento topográfico. Um causado pela inclinação do terreno onde se encontra o ponto de coleta de material para mensuração ou da área drenada onde se extrapola a mensuração de nuclídios, isto é, a bacia de drenagem; e outro causado por objetos elevados sobre a área de coleta.

No primeiro caso a obtenção do parâmetro de sombreamento topográfico foi empregada a técnica usada por (Binnie 2005) que consistiu em calcular no modelo digital de elevação o ângulo máximo entre o ponto mais baixo e o mais elevado da bacia de drenagem (Fig. 100)



**Figura 100.** O fluxo de partículas cósmicas que impingem uma bacia de drenagem é uma função do gradiente dessa bacia, aqui representado pelo ângulo  $\alpha$ . A bacia é sombreada das partículas incidentes que passa através da atmosfera entre o horizonte e o ângulo  $\alpha$ , sendo os gradientes internos desprezados no cálculo (Binnie 2005).

Depois de calculados os ângulos  $\alpha$  em cada bacia de drenagem o fator de sombreamento, que é adimensional (entre 0 e 1 ) a partir da equação abaixo, usada por (Dunne et al., 1999), cuja função é ilustrada na fig. 101.

$$S = 1 - 3.6 \times 10^{-6} \alpha^{2.64} \quad \text{Eq. 26}$$

Onde:

S = Fator de sombreamento topográfico;

$\alpha$  = ângulo máximo de sombreamento topográfico;

O sombreamento causado por obstáculos não foi empregado neste trabalho por não existirem na área de estudo obstáculos topográficos maiores que o ângulo  $\alpha$ .

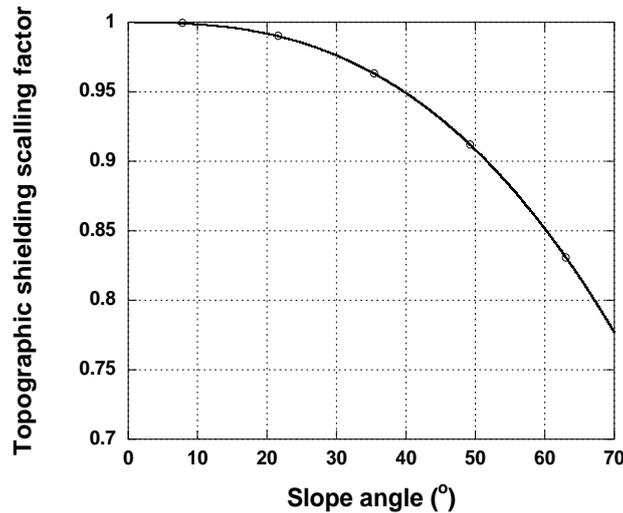


Figura 101. Fator de sombreamento topográfico para as taxas de produção de NCPI em função do ângulo de encosta, de acordo com a equação 03 de Dunne, Elmore et al., (1999).

#### 5.4.4 Cálculo das taxas de erosão derivadas das concentrações de $^{10}\text{Be}$ e $^{26}\text{Al}$

Para o cálculo das taxas de erosão foi utilizada a plataforma em Matlab do Cronus-Earth calculator version 2.2 (<http://hess.ess.washington.edu/math/>) que emprega os seguintes parâmetros de entrada:

A plataforma somente realiza cálculos para taxas de erosão pontuais, portanto foram necessários tratamentos dos dados para a escala de bacia de drenagem. A seguir, como: densidade dos materiais, elevação média, sombreamento topográfico. As correções para latitude foram ignoradas porque todas as amostras encontram-se no mesmo grau decimal, tornando irrisória a diferença entre as mesmas no cálculo das taxas.

**Tabela 5. Mensurações e observações necessárias para calcular taxas de erosão. Balco et al. (2008)**

Campo	Unidades	Comentários
Código da amostra	Texto	-
Latitude	graus decimais	Latitudes sul são negativas
Longitude	graus decimais	Longitudes oeste são negativas
Elevação média (pressão atmosférica)	m (hpa)	
Prof. de coleta	cm	
Densidade do material	$\text{g cm}^{-3}$	
Correção para sombreamento topográfico	adimensional entre 0 e 1	Razão de produção entre a parte obstruída e a de produção no local.
Concentração do nuclídeo	$\text{atm g}^{-1}$	Concentrações de $^{10}\text{Be}$ e $^{26}\text{Al}$ nas amostras. Devem ser normalizadas para o padrão $^{10}\text{Be}$ de Nishiizumi (2002) e $^{26}\text{Al}$ de Nishiizumi (2004).
Incerteza da concentração do nuclídeo	$\text{atm g}^{-1}$	
Padrão de AMS	KNSTD	

**Tabela 6. Parâmetros de saída do cálculo das taxas de erosão por  $^{10}\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}$ .**

Campo	Unidades	Comentários
Taxa de erosão	$\text{g cm}^{-2}, \text{m My}^{-1}$	São reportadas cinco taxas de erosão correspondentes a cinco esquemas de cálculo.
Incerteza interna	$\text{m My}^{-1}$	Depende do erro da mensuração da concentração de nuclídeos, então é o mesmo para todos os esquemas de cálculo.
Incerteza externa	$\text{m My}^{-1}$	São reportados 5 valores referentes aos 5 esquemas de cálculo
Fator de sombreamento topográfico	adimensional	Valor submetido pelo usuário
Taxa de produção à superfície por múons	$\text{atoms g}^{-1} \text{ano}^{-1}$	Produção por múons em todos os esquemas de cálculo
Taxa de produção à superfície por nêutrons	$\text{atoms g}^{-1} \text{ano}^{-1}$	A taxa produção varia com o tempo em 4 esquemas de cálculo.

$$N = S_{thick} S_G P_{ref, sp, Xx} \int_0^{\infty} S_{Xx}(t) \exp(-\lambda t) \exp\left(\frac{-\varepsilon t}{\Lambda_{sp}}\right) dt + \int_0^{\infty} P_{\mu}(\varepsilon t + z/2) \exp(-\lambda t) dt \quad \text{Eq. 27}$$

Onde:

$\varepsilon$  = taxa de erosão;

$N$  = concentração de nuclídeo cosmogênico;

$S_{thick}$  = correção para profundidade (adimensional);

$S_G$  = correção para geometria de relevo (adimensional);

$P_{ref, sp, Xx}$  = taxa de produção de referência devido a fragmentação de átomos (*spallation*) para o esquema de cálculo Xx (átomos g<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup>);

$S_{Xx}(t)$  = fator (adimensional) do esquema de cálculo Xx que pode ou não variar com o tempo, dependendo do tipo de esquema;

$\lambda$  = constante de decaimento para o nuclídeo em questão (ano<sup>-1</sup>);

$\Lambda_{sp}$  = comprimento efetivo de atenuação para a produção por fragmentação de átomos (g cm<sup>-2</sup>);

$P_{\mu}$  = taxa de produção de nuclídeos à superfície por múons (átomos g<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup>);

$z$  = profundidade da amostra;

Assunções importantes do método de cálculo do *Cronus-Earth calculator* versão 2.2.:

- (i) A produção por fragmentação é considerada exponencial em profundidade com um único comprimento de atenuação;
- (ii) A produção por múons é considerada constante no tempo;
- (iii) A produção por múons não é afetada pelo sombreamento topográfico;
- (iv) O cálculo da taxa de erosão inclui a total variação da produção por múons com a profundidade do que tratando-a como uma função exponencial com um comprimento único de atenuação;

#### 5.4.5 Esquemas de cálculo das taxas de produção de NCPI

Atualmente na literatura há inúmeros esquemas de cálculo da produção de nuclídeos cosmogênicos produzidos *in situ*. Eles diferem basicamente no cômputo do fluxo de nêutrons e na consideração da variação da força do campo magnético ao longo do tempo.

O esquema mais tradicionalmente empregado (Lal 1991)/ (Stone 2000) usa dados empíricos de fluxo de nêutrons oriundos de traços de partículas em filmes fotográficos, enquanto que os esquemas de (Dunai, 2001; Lifton et al., 2005; Desilets et al., 2006) empregam além destes dados mais recentes de fluxo de nêutrons obtidos por monitoramento recentes (Tabela 7).

Além disso, o esquema Lal (1991)/ Stone (2000) não considera a variação da força do campo magnético terrestre na variação da produção de NCPI ao longo do tempo, em contrapartida aos esquemas de Dunai (2001), Dezilets et al. (2006) e Lifton et al. (2005) (Tabela 7). O esquema de Lifton et al. (2005) considera ainda a interferência do fluxo de partículas solares na produção de NCPI, porém ela é muitas vezes negligível (Tabela 7).

Neste trabalho apresentaremos os as taxas de erosão de acordo com os esquema de cálculo de taxas de produção Lal (1991)/ Stone (2000) – St – que não leva em consideração a variação da força do campo magnético terrestre (as taxas não variam no tempo) e que usa dados antigos da variação do fluxo de nêutrons com a latitude, mas que é o esquema de cálculo mais antigo e o mais empregado na literatura. Também usaremos o esquema de Dunai (2001) – Du – que leva essa variação em consideração (as taxas de produção variam no tempo) e inclui novos dados de variação do fluxo de nêutrons com a altitude oriundos de monitoramentos recentes. Com isso, são esperados resultados de taxas de perda de massa e de erosão ligeiramente maiores para o esquema de Dunai (2001) em comparação com o de Lal(1991)/Stone(2000).

**Tabela 7. Esquemas de cálculo de produção de  $^{10}\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}$ . Balco et al. (2008)**

Esquemas de cálculo	Referências	Descrição
<b>St</b>	Lal (1991); Stone (2000)	É uma função da latitude geográfica e espessura atmosférica (pressão). Não considera as variações no campo magnético terrestre ao longo do tempo geológico e considera a taxa de produção de nuclídios constante.
<b>De</b>	Desilets et al. (2006)	É uma função da rigidez do campo magnético e da espessura da atmosfera (pressão). As taxas de produção variam com o tempo de acordo com as oscilações do campo magnético terrestre.
<b>Du</b>	Dunai (2001)	É uma função da rigidez do campo magnético e da espessura da atmosfera (pressão). As taxas de produção variam com o tempo de acordo com as oscilações do campo magnético terrestre.
<b>Li</b>	Lifton et al. (2005)	O fator de cálculo é uma função da rigidez do campo magnético da espessura da atmosfera (pressão) e um parâmetro de modulação da atividade solar. As taxas de produção variam no tempo de acordo com as oscilações de atividade solar e da força do campo magnético terrestre.
<b>Lm</b>	Lal (1991), Stone (2000), (Nishiizumi, et al. 1989 )	Uma adaptação do esquema de cálculo de Lal (1991) que acomoda correções paleomagnéticas de Nishiizumi et al. (1989). As taxas de produção variam no tempo de acordo com as oscilações de intensidade do campo magnético terrestre.

#### 5.4.6 Análises estatísticas

As taxas de perda de massa e taxas de erosão foram submetidas a análises de variância (ANOVA) e teste t de *student* no programa Statdisk®. Os parâmetros morfométricos de relevo foram correlacionados com as taxas de erosão–desnudação através de regressão linear, usando o mesmo programa supracitado.

## 6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 6.1 Taxas de perda de massa e de erosão-desnudação derivadas das mensurações de $^{10}\text{Be}$ e $^{26}\text{Al}$

Após leituras das razões isotópicas  $^9\text{Be}/^{10}\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$  em AMS, as concentrações de  $^{10}\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}$  foram obtidas usando as equações 20 e 21. As concentrações desses radionuclídios nos sedimentos dos canais tributários em cada litotipo e ao longo do canal coletor, juntamente com os outros parâmetros de entrada (Tab. 8), foram empregados no cálculo das taxas de perda de massa ( $\text{mg cm}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ ) e de erosão-desnudação, que significa a taxa na qual uma superfície é rebaixada em relação a algum *datum* ( $\text{m My}^{-1}$ ) – Tab. 09, 10 e 11. Essa comparação visou verificar se as densidades médias dos materiais geológicos à superfície nas bacias de drenagem coadunam-se com os resultados de perda de massa.

Ambas as taxas seguiram os esquemas de cálculo de taxas de produção de Lal (1991)/ Stone (2000) e Dunai (2001) e encontram-se nas tabelas 09 e 10 e 11. Como esperado as taxas de perda de massa e de erosão-desnudação, mostraram-se 13.5% maiores para o esquema de cálculo de Dunai (2001), em comparação com o de Lal (1991)/ Stone (2000). Somente as taxas derivadas do primeiro esquema (tabelas 10 e 11 e fig. 102) serão discutidas nesse trabalho.

Com relação à produção de nuclídeos, 96.5% da produção foram por fragmentação nuclear de átomos e somente 3.5% por reações com múons, refletindo os efeitos da altitude na produção de nuclídeos e das lentas taxas de erosão-desnudação.

As concentrações de  $^{10}\text{Be}$  e de  $^{26}\text{Al}$  foram elevadas e variaram de  $7,0 \cdot 10^5$  a  $3,1 \cdot 10^6$  e  $4,7 \cdot 10^6$  a  $1,1 \cdot 10^7$  átomos  $\text{g}^{-1} \text{ ano}^{-1}$ , respectivamente (Tabs. 09, 10 e 11). Os valores de perda de massa variaram de 0,57 a  $2.60 \text{ mg cm}^{-2} \text{ ano}^{-1}$  e de taxa de erosão-desnudação de  $\sim 2$  a  $\sim 12 \text{ m My}^{-1}$  (Fig. 102). Tanto as taxas de perda de massa quanto as de erosão-desnudação nos alforamentos de rocha e nas bacias de drenagem são baixas e compatíveis com as obtidas por Salgado et al. (2006; 2007; 2008) e Varajão et al. (2009) em outras localidades dentro do Quadrilátero Ferrífero, que entre as taxas de áreas cratônicas e terrenos em quiescência tectônica (Fig. 103). Essas taxas são também similares às obtidas por von Blanckenburg et al. (2004) em áreas cratônicas do Sri Lanka e mais elevadas que as obtidas da Austrália por Bierman e Caffee (2002). Elas são de duas a três ordens de magnitude inferiores as taxas de erosão-desnudação obtidas em bacias de drenagem de áreas de tectonismo ativo (SCHALLER et al., 2001, KIRCHNER et al., 2001; VANCE et al., 2003, BINNIE et al., 2007).

Tabela 8. Parâmetros de entrada para cálculo das taxas de erosão com  $^{10}\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}$  de acordo com *Cronus Earth calculator versão 2.2* (Balco et al. 2008).

Código da amostra	Latitude (°)	Longitude (°)	Elevação média (m)	Padrão -	Prof cm	Densidade média (g cm <sup>-3</sup> )	Fator de sombreamento topográfico -	Conc. $^{10}\text{Be}$ (atm g <sup>-1</sup> )	Erro $^{10}\text{Be}$ (atm g <sup>-1</sup> )	Padrão $^{10}\text{Be}$ AMS -	Conc. $^{26}\text{Al}$ (atm g <sup>-1</sup> )	Erro $^{26}\text{Al}$ (atm g <sup>-1</sup> )	Padrão AMS $^{26}\text{Al}$ -
P10	-20.07097	-43.71754	1299.9	std	0	2.63	0.9947	1.474E+06	3.146E+04	07KNSTD	0.000E+00	0.000E+00	KNSTD
P05	-20.08353	-43.70568	1321.5	std	0	2.66	0.9975	9.391E+05	2.819E+04	07KNSTD	6.719E+06	2.974E+05	KNSTD
P12	-20.06558	-43.72189	1295.0	std	0	2.49	0.9977	1.331E+06	4.314E+04	07KNSTD	9.805E+06	4.341E+05	KNSTD
P14	-20.06152	-43.72240	1205.0	std	0	2.14	0.9991	8.244E+05	2.620E+04	07KNSTD	4.498E+06	1.893E+05	KNSTD
P13	-20.06012	-43.71668	1207.8	std	0	2.11	0.9984	1.026E+06	3.634E+04	07KNSTD	4.654E+06	2.192E+05	KNSTD
P03	-20.07539	-43.70412	1445.7	std	0	2.33	0.9961	1.449E+06	4.342E+04	07KNSTD	0.000E+00	0.000E+00	KNSTD
P09	-20.06600	-43.71711	1230.7	std	0	2.11	0.9988	6.754E+05	1.706E+04	07KNSTD	0.000E+00	0.000E+00	KNSTD
P06	-20.07588	-43.70938	1364.0	std	0	2.26	0.9977	1.187E+06	3.386E+04	07KNSTD	7.000E+06	2.855E+05	KNSTD
P08	-20.07139	-43.71372	1402.2	std	0	2.34	0.9971	7.836E+05	2.959E+04	07KNSTD	4.758E+06	2.590E+05	KNSTD
P11	-20.06377	-43.72095	1371.7	std	0	2.37	0.9977	1.970E+06	4.322E+04	07KNSTD	0.000E+00	0.000E+00	KNSTD
P07	-20.09217	-43.71307	1383.5	std	0	2.35	0.9952	1.825E+06	5.387E+04	07KNSTD	1.109E+07	4.081E+05	KNSTD
P04	-20.08675	-43.70704	1425.8	std	0	2.27	0.9984	1.530E+06	5.620E+04	07KNSTD	0.000E+00	0.000E+00	KNSTD
P01	-20.09262	-43.69965	1421.6	std	0	2.12	0.9983	7.893E+05	2.827E+04	07KNSTD	0.000E+00	0.000E+00	KNSTD
P02	-20.09210	-43.70058	1400.0	std	0	2.14	0.9954	7.017E+05	2.517E+04	07KNSTD	0.000E+00	0.000E+00	KNSTD
P15	-20.06057	-43.72502	1341.6	std	0	2.37	0.9984	1.257E+06	3.674E+04	07KNSTD	0.000E+00	0.000E+00	KNSTD
P16	-20.06577	-43.72334	1274.2	std	0	2.49	0.9968	2.144E+06	8.528E+04	07KNSTD	0.000E+00	0.000E+00	KNSTD
P17	-20.05922	-43.71895	1180.0	std	0	2.11	0.9979	3.128E+06	7.811E+04	07KNSTD	0.000E+00	0.000E+00	KNSTD
P18	-20.08879	-43.71163	1410.0	std	0	2.66	0.9992	1.280E+06	3.004E+04	07KNSTD	0.000E+00	0.000E+00	KNSTD

Tabela 9. Pontos de amostragem, principais litologias, concentrações totais de  $^{10}\text{Be}$ , taxas de perda de massa, taxas de erosão e tempo efetivo (esquema de cálculo da Lal (1991)/Stone (2000)).

Código da amostra	Litologia	Concentração de $^{10}\text{Be}$ $\text{atm g}^{-1} \text{ano}^{-1}$	Perda de massa $\text{mg cm}^{-2} \text{ano}^{-1}$	Perda média de massa $\text{mg cm}^{-2} \text{ano}^{-1}$	Taxa de erosão $\text{m Ma}^{-1}$	Taxa média de erosão $\text{m Ma}^{-1}$	Tempo efetivo* $10^3 \text{anos}$
<b>Canais Tributários</b>							
10	Quartzite	1.474 ±0.031	0.91	1.01	3.47 ±0.31	3.94	175
5	Quartzite	0.939 ±0.028	1.56		5.87 ±0.51		102
12	Quartzite	1.330 ±0.043	1.03		4.13 ±0.38		156
16	Quartzite (gravel fraction)	2.144 ±0.085	0.57		2.30 ±0.24	279	
18	Quartzite (bedrock)	1.280 ±0.030	1.14	1.14	4.27 ±0.37	4.27	141
14	Green Schist	0.824 ±0.026	1.67	1.88	7.81 ±0.67	8.86	96
13	Green Schist	1.026 ±0.036	1.30		6.18 ±0.56		123
9	Green Schist	0.675 ±0.017	2.13		10.09 ±0.82		75
1	Green Schist	0.788 ±0.028	2.03		9.60 ±0.84		79
2	Green Schist	0.702 ±0.025	2.28		10.65 ±0.92		70
17	Green Schist (bedrock)	3.128 ±0.078	0.33	0.33	1.55 ±0.17	1.55	489
3	Schist-Quartzite <sub>(m)</sub> -Phillyte-BIF	1.448 ±0.043	1.04	1.42	4.45 ±0.41	6.18	154
6	Schist-Quartzite <sub>(m)</sub> -Phillyte-BIF	1.187 ±0.033	1.23		5.46 ±0.48		130
8	Schist-Quartzite <sub>(m)</sub> -Phillyte-BIF	0.783 ±0.029	2.02		8.64 ±0.76		79
<b>Canal tronco coletor</b>							
11	Quartzite <sub>(o)</sub> +Schist-Quartzite <sub>(m)</sub> -Phillyte-BIF	1.467 ±0.031	0.69	0.88	2.89 ±0.27	3.78	234
15	Quartzite <sub>(o)</sub> +Schist-Quartzite <sub>(m)</sub> -Phillyte-BIF	1.257 ±0.036	1.14		4.80 ±0.43		141
4	Quartzite <sub>(o)</sub> +Schist-Quartzite <sub>(m)</sub> -Phillyte-BIF	1.527 ±0.028	0.96		4.24 ±0.40		166
7	Quartzite <sub>(o)</sub> +Schist-Quartzite <sub>(m)</sub> -Phillyte-BIF	1.825 ±0.053	0.76		3.22 ±0.30		211

\*Tempo efetivo é o tempo necessário para a erosão-desnudação remover 1/e da profundidade de atenuação de partículas ( $z^*$ ). Calculado dividindo a taxa de erosão ( $\epsilon$ ) pelo comprimento de atenuação efetivo ( $z^*$ ), tal que  $T_{\text{ef}} = \epsilon/z^*$ , como em Lal (1991), apenas considerando a produção por fragmentação nuclear.

Tabela 10. Pontos de amostragem, principais litologias, concentrações totais de  $^{10}\text{Be}$ , taxas de perda de massa, taxas de erosão e tempo efetivo (esquema de cálculo da Dunai (2001)).

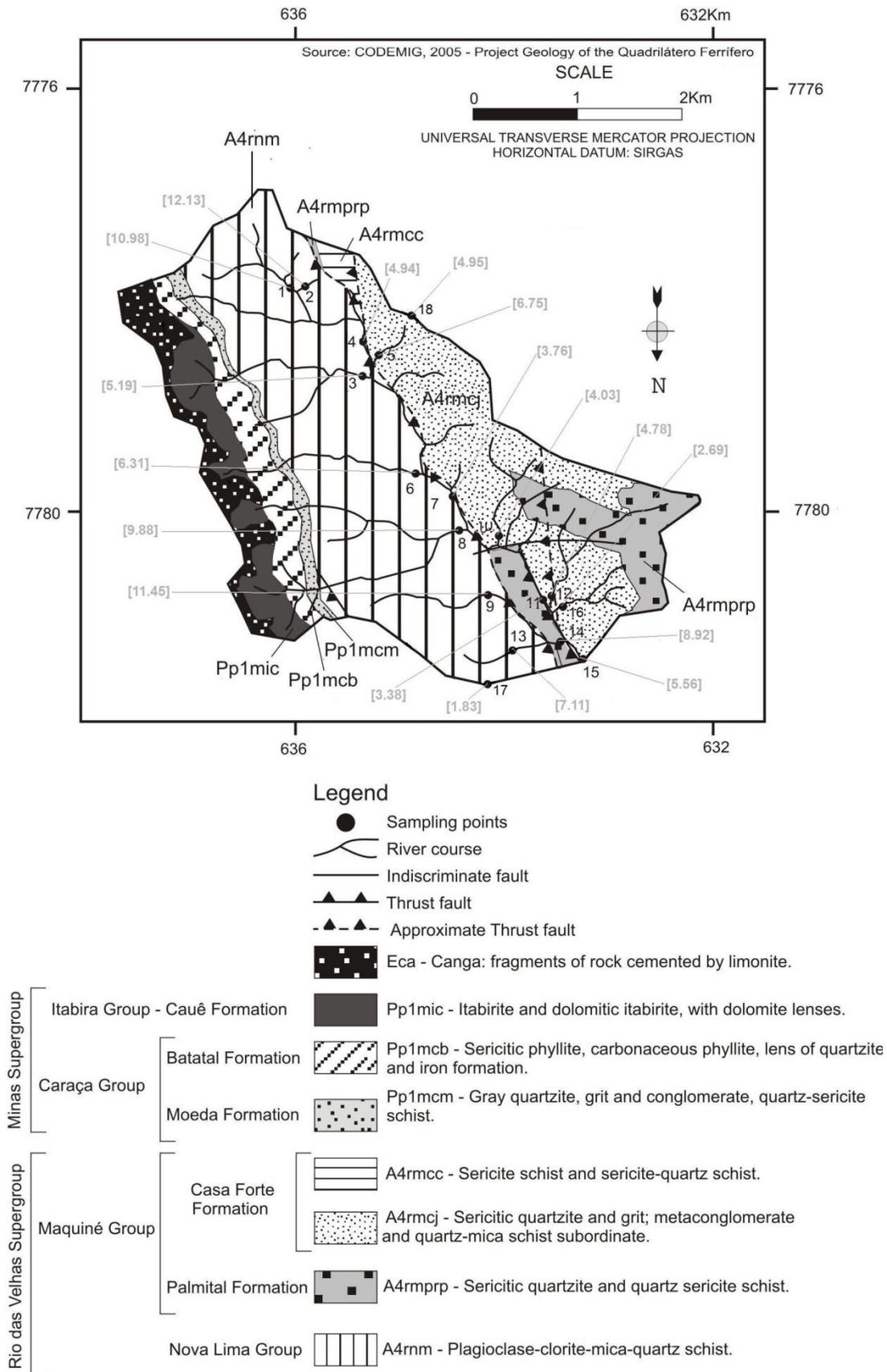
Código da amostra	Litologia	Concentração de $^{10}\text{Be}$ $10^6 \text{ atm g}^{-1} \text{ ano}^{-1}$	Perda de massa $\text{mg cm}^{-2} \text{ ano}^{-1}$	Perda média de massa $\text{mg cm}^{-2} \text{ ano}^{-1}$	Taxa de erosão $\text{m Ma}^{-1}$	Taxa média de erosão $\text{m Ma}^{-1}$	Tempo efetivo* $10^3 \text{ anos}$
<b>Canais Tributários</b>							
10	Quartzite $\odot$	1.474 $\pm$ 0.031	1.06	1.18	4.03 $\pm$ 0.47	4.56	151
5	Quartzite	0.939 $\pm$ 0.028	1.80		6.75 $\pm$ 0.76		89
12	Quartzite	1.330 $\pm$ 0.043	1.19		4.78 $\pm$ 0.57		134
16	Quartzite (gravel fraction)	2.144 $\pm$ 0.085	0.67		2.69 $\pm$ 0.35		239
18	Quartzite (bedrock)	1.280 $\pm$ 0.030	1.32	1.32	4.95 $\pm$ 0.57	4.95	122
14	Green Schist	0.824 $\pm$ 0.026	1.91	2.15	8.92 $\pm$ 0.99	10.12	84
13	Green Schist	1.026 $\pm$ 0.036	1.50		7.11 $\pm$ 0.82		107
9	Green Schist	0.675 $\pm$ 0.017	2.42		11.45 $\pm$ 1.22		66
1	Green Schist	0.788 $\pm$ 0.028	2.33		10.98 $\pm$ 1.23		69
2	Green Schist	0.702 $\pm$ 0.025	2.60		12.13 $\pm$ 1.34		62
17	Green Schist (bedrock)	3.128 $\pm$ 0.078	0.39	0.39	1.83 $\pm$ 0.25	1.83	414
3	Schist-Quartzite <sub>(m)</sub> -Phillyte-BIF	1.448 $\pm$ 0.043	1.21	1.65	5.19 $\pm$ 0.48	7.13	132
6	Schist-Quartzite <sub>(m)</sub> -Phillyte-BIF	1.187 $\pm$ 0.033	1.43		6.31 $\pm$ 0.57		112
8	Schist-Quartzite <sub>(m)</sub> -Phillyte-BIF	0.783 $\pm$ 0.029	2.31		9.88 $\pm$ 0.88		69
<b>Canal tronco coletor</b>							
11	Quartzite $\odot$ +Schist-Quartzite <sub>(m)</sub> -Phillyte-BIF	1.467 $\pm$ 0.031	0.80	1.03	3.38 $\pm$ 0.32	4.41	200
15	Quartzite $\odot$ +Schist-Quartzite <sub>(m)</sub> -Phillyte-BIF	1.257 $\pm$ 0.036	1.32		5.56 $\pm$ 0.50		121
4	Quartzite $\odot$ +Schist-Quartzite <sub>(m)</sub> -Phillyte-BIF	1.527 $\pm$ 0.028	1.12		4.94 $\pm$ 0.47		143
7	Quartzite $\odot$ +Schist-Quartzite <sub>(m)</sub> -Phillyte-BIF	1.825 $\pm$ 0.053	0.88		3.76 $\pm$ 0.36		181

\*Tempo efetivo é o tempo necessário para a erosão-desnudação remover 1/e da profundidade de atenuação de partículas ( $z^*$ ). Calculado dividindo a taxa de erosão ( $\epsilon$ ) pelo comprimento de atenuação efetivo ( $z^*$ ), tal que  $T_{ef} = \epsilon/z^*$ , como em Lal (1991) apenas considerando a produção por fragmentação nuclear.

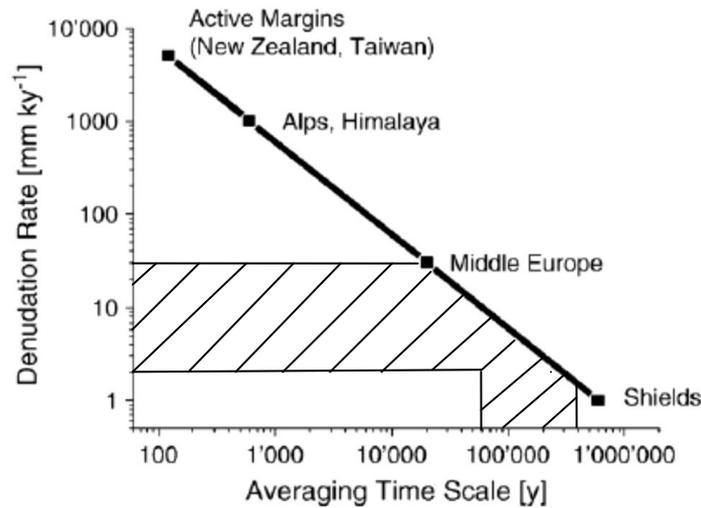
**Tabela 11. Pontos de amostragem, principais litologias, concentrações totais de  $^{26}\text{Al}$ , taxas de perda de massa, taxas de erosão e tempo efetivo (esquema de cálculo da Dunai (2001)).**

Código da amostra	Litologia	Concentração de $^{26}\text{Al}$ atm g <sup>-1</sup> ano <sup>-1</sup> x 10 <sup>6</sup>	Perda de massa mg cm <sup>-2</sup> ano <sup>-1</sup>	Perda média de massa mg cm <sup>-2</sup> ano <sup>-1</sup>	Taxa de erosão m Ma <sup>-1</sup>	Taxa média de erosão m Ma <sup>-1</sup>	Tempo efetivo* 10 <sup>3</sup> anos
<b>Canais Tributários</b>							
5	Quartzite	6.719 ± 0.297	1.58	1.28	5.95 ± 0.76	4.94 ± 0.46	101
12	Quartzite	9.805 ± 0.434	0.98		3.93 ± 0.54		163
14	Green Schist	4.498 ± 0.189	2.31	2.27	10.80 ± 1.29	10.67 ± 0.91	69
13	Green Schist	4.654 ± 0.219	2.23		10.55 ± 1.29		72
6	Schist-Quartzite <sub>(m)</sub> -Phillyte-BIF	7.000 ± 0.285	1.56	2.03	5.46 ± 0.48	7.05 ± 0.44	129
8	Schist-Quartzite <sub>(m)</sub> -Phillyte-BIF	4.758 ± 0.259	2.50		8.64 ± 0.76		79
<b>Canal tronco coletor</b>							
7	Quartzite <sub>(c)</sub> +Schist-Quartzite <sub>(m)</sub> -Phillyte-BIF	11.09 ± 0.040	0.90	0.90	3.84 ± 0.53	3.84 ± 0.53	177

\*Tempo efetivo é o tempo necessário para a erosão-desnudação remover 1/e da profundidade de atenuação de partículas ( $z^*$ ). Calculado dividindo a taxa de erosão ( $\epsilon$ ) pelo comprimento de atenuação efetivo ( $z^*$ ), tal que  $T_{ef} = \epsilon/z^*$ , como em Lal (1991), apenas considerando a produção por fragmentação nuclear.



**Figura 102. Mapa Geológico da Bacia do rio da Prata as taxas de erosão-desnudação derivadas das mensurações de <sup>10</sup>Be.**



**Figura 103.** Taxas de erosão-desnudação em diversos ambientes geotectônicos e tempo de vigência das taxas. A área hachurada representa grosseiramente as taxas os tempos efetivos mensurados com o radionuclídeo  $^{10}\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}$  nesse trabalho. Modificado de von Blanckenburg (2005).

### 6.1.1 Comparação das taxas de perda de massa e de erosão-desnudação derivadas do $^{10}\text{Be}$ entre os canais tributários de diferentes grupos litológicos

Primeiramente somente serão analisadas as taxas de perda de massa e de erosão-desnudação derivadas da mensuração de  $^{10}\text{Be}$ , pois algumas taxas derivadas do  $^{26}\text{Al}$  nas mesmas amostras mostraram diferenças entre as taxas e os tempos efetivos, que serão discutidos adiante no item sobre o diagrama isotópico  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be} - ^{10}\text{Be}$ .

Quando comparadas em conjunto, as taxas de perda de massa mostraram diferenças significativas entre as amostras dos canais tributários sobre quartzito (F. Casa Forte), xisto (Gr. Nova Lima), do conjunto e do canal coletor (ANOVA,  $P = 0.009$ ;  $ic = 0,05$ ). Entretanto não houve evidência suficiente para rejeitar a hipótese nula de igualdade entre as taxas dos canais tributários sobre quartzito, sobre o conjunto Xisto-Quartzito-Filito-Itabirito e o canal coletor (ANOVA,  $P = 0.22$ ;  $ic = 0,05$ ), logo essas taxas são estatisticamente iguais.

Quando comparadas em pares, as taxas dos canais tributários sobre quartzito e as do canal coletor são estatisticamente iguais (teste-t,  $P = 0.60$ ;  $ic = 0,05$ ), assim como as médias entre os canais tributários sobre xisto e o conjunto Xisto-Quartzito-Filito-Itabirito (teste-t,  $P = 0.27$ ;  $ic = 0,05$ ). Entre os canais tributários sobre quartzito e o conjunto Xisto-Fil-Qtz-Itab também não há diferença significativa entre as médias (teste-t,  $P = 0.30$ ;  $ic = 0,05$ ). Contudo, entre canais tributários sobre quartzito e xisto a hipótese nula de igualdade entre as taxas foi rejeitada (teste t,  $P = 0.01$   $ic = 0,05$ ), logo as taxas são estatisticamente diferentes (Fig. 104).

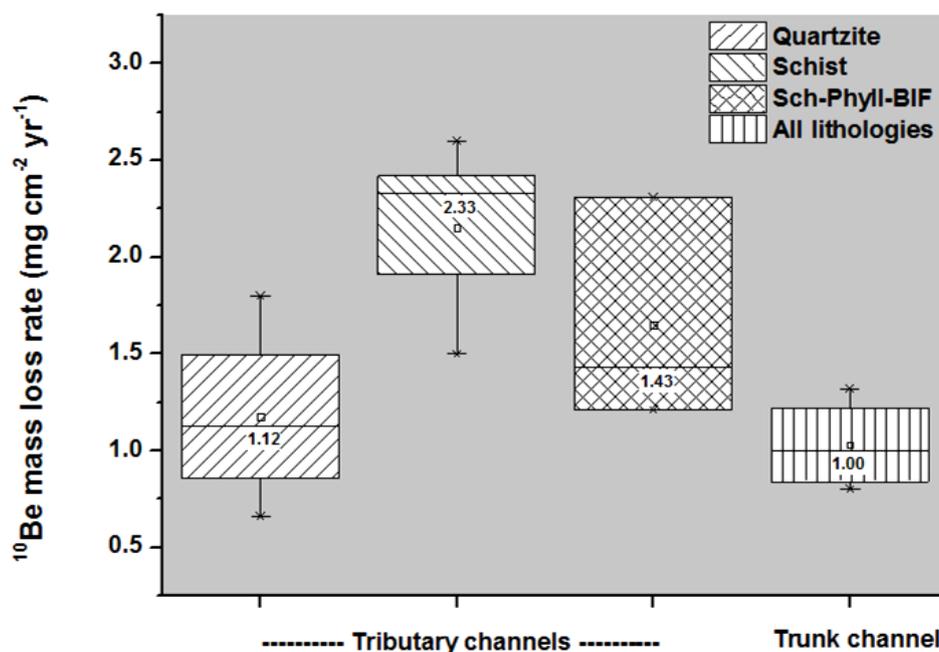


Figura 104. Taxas de perda de massa derivadas da mensuração de  $^{10}\text{Be}$  dos canais tributários de acordo com os grupos litológicos e do canal coletor.

Em conjunto as taxas de erosão-desnudação mostraram significativamente diferentes entre as quatro populações (ANOVA,  $P = 0.0001$ ;  $\alpha = 0,05$ ) – Fig. 105. Porém, quando comparadas às médias dos canais tributários sobre quartzito, do conjunto Xisto-Quartzito-Filito-Itabirito e do canal coletor, a hipótese nula da igualdade entre as amostras não foi rejeitada (ANOVA,  $P = 0.06$ ;  $\alpha = 0,05$ ), logo as taxas mostraram-se estatisticamente iguais. Também não foram encontradas diferenças significativas entre as taxas dos tributários sobre xisto e o conjunto Xisto-Quartzito-Filito-Itabirito (teste-t,  $P = 0,05$ ;  $\alpha = 0,05$ ) e entre as taxas dos canais tributários sobre Quartzito e do canal coletor (teste-t,  $P = 0.81$ ,  $\alpha = 0,05$ ). Novamente as taxas entre os canais que drenam quartzitos e xistos mostraram diferenças estatísticas significativas (teste-t,  $P = 0,001$ ;  $\alpha = 0,05$ ).

Em todas as análises as taxas de perda de massa e de erosão-desnudação nos canais tributários que cortam xistos (Gr. Nova Lima) mostraram-se significativamente diferentes e maiores (fator de 2-3) do que as taxas dos canais tributários que cortam quartzitos (F. Casa Forte). Além disso, considerando que as taxas derivadas do  $^{10}\text{Be}$  somente refletem a remoção física nos tributários sobre xisto, ou seja, são somente taxas de erosão, essa disparidade deve ser ainda maior quando incluídas as perdas químicas. Ainda assim, a disparidade entre as taxas nos canais tributários desses diferentes litotipos significa que o sistema de drenagem com um todo não se encontra no estado de equilíbrio dinâmico e sim no de ajuste transitório a alguma oscilação na entrada de energia.

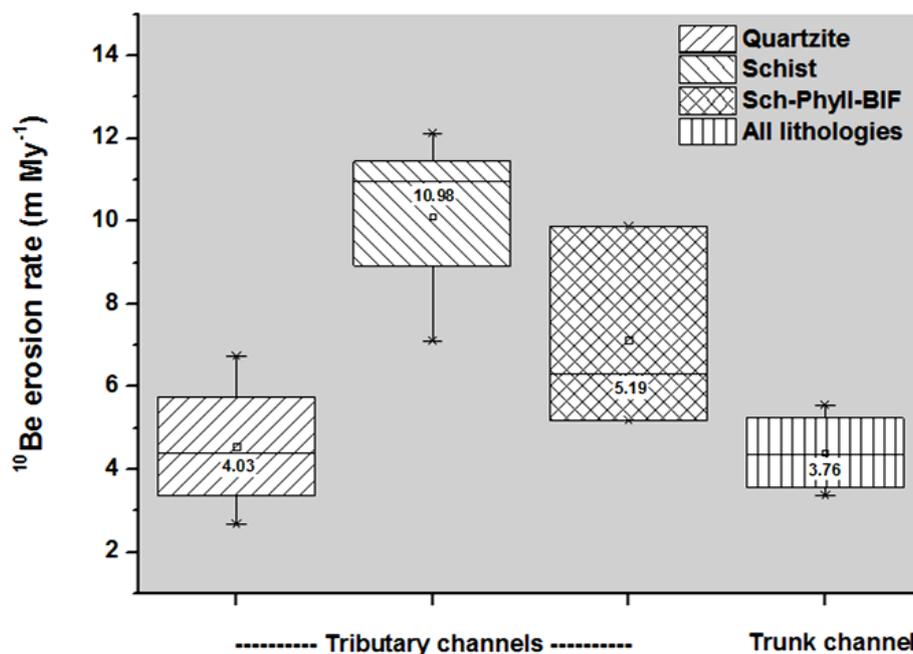


Figura 105. Taxas de erosão-desnudação derivadas da mensuração de  $^{10}\text{Be}$  dos canais tributários de acordo com os grupos litológicos e do canal coletor.

As taxas de erosão e perda de massa dos canais tributários do conjunto xisto-quartzito-filito-itabirito ocupa uma posição intermediária entre os tributários sobre quartzito e xisto, porém não difere estatisticamente nem de um nem de outro. No entanto, não pode ser descartada a hipótese de seus cursos inferiores, cujos substratos são xistos, não tenham sido afetados pela mesma oscilação de entrada de energia no sistema de drenagem.

As taxas de erosão-desnudação e de perda de massa ao longo do canal tronco coletor mostraram-se significativamente iguais às dos canais tributários sobre quartzitos. Isso, combinado com o fato de possuírem menor dispersão entre todas as analisadas, indica que ao longo do tronco coletor houve retrabalhamento, mistura e seleção dos sedimentos provenientes dos canais tributários que cortam quartzitos. Veremos isso mais adiante na discussão sobre proveniência de quartzo na bacia do Rio da Prata e a sua influência nas taxas de erosão-desnudação.

### 6.1.2 Contraste entre as taxas médias de erosão-desnudação, derivadas do $^{10}\text{Be}$ , das bacias de drenagem tributárias e dos topos de elevação

Na margem W do rio da Prata a taxa de desnudação da crista quartzítica indeferiu da taxa média de desnudação das drenagens tributárias que a cortam (Fig. 106). Isso indica que nessa litologia o sistema canal-encosta esta em equilíbrio dinâmico, como previsto por Gilbert (1880), Hack (1960;1975) e Ahnert (1987a), entre outros.

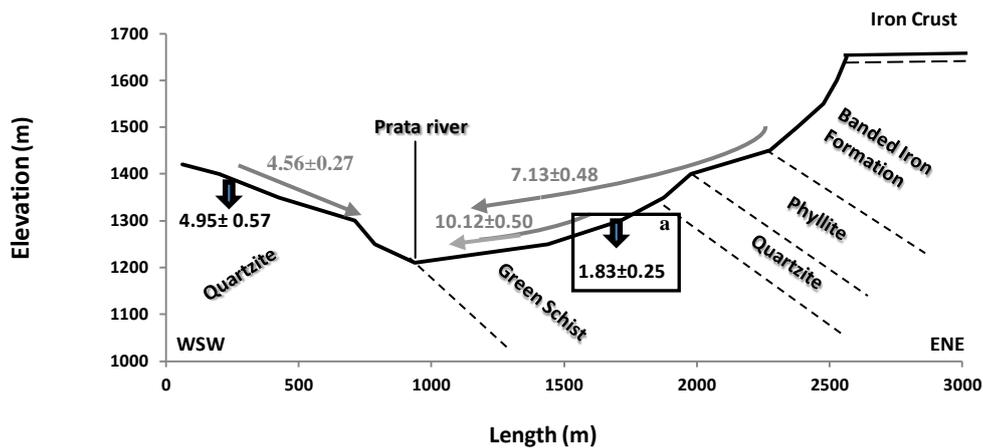


Figura 106. Média das taxas de erosão-desnudação das sub-bacias de drenagem e taxas de rebaixamento de topos de elevação (esquema de Dunai, 2001).

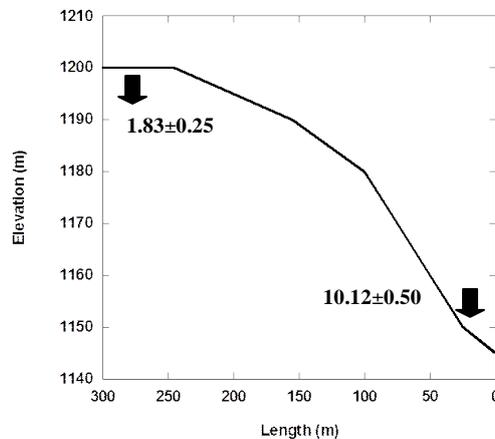


Figura 107. Detalhe da topografia em (a) na figura 4, um interflúvio sobre xisto.

Por outro lado, nos tributários sobre xistos, na margem oposta, as taxas de erosão do interflúvio mostraram-se maiores (fator de 5,5) que as taxas de erosão média dos canais tributários (Fig. 107). É importante ter em mente que o interflúvio sobre xisto apresentou uma taxa de erosão  $1.83 \text{ m My}^{-1}$ , ou seja, que somente representa a remoção física, logo a taxa de desnudação deve ser maior, e provavelmente o dobro, e próxima da crista quartzítica na margem do rio da Prata, a julgar pelas cargas de solúveis mensuradas em canais sobre xisto, realizada por Salgado et al. (2006) e pela razão entre carga solúvel e em suspensão estimada por Edmond et al. (1995).

A disparidade entre as taxas de erosão do interflúvio e as taxas médias de erosão dos canais tributários (fator de 5) sobre xistos indica que houve um desajuste entre os topos convexos e os canais de drenagem possivelmente provocado por um episódio de incisão fluvial recente, novamente caracterizando um estágio de ajuste transitório (AHNERT, 1987a; NORTON et al., 2008) no sistema erosivo para esse segmento da bacia de drenagem (Fig.

96). Nesse estágio as taxas de incisão fluvial ultrapassam as de resposta das encostas, deixando os segmentos superiores das encostas desacoplados do nível de base atual (NORTON et al., 2008, SCHLUNEGGER e DETZNER, 2002; SCHLUNEGGER e SCHNEIDER, 2005). O desacoplamento ocorre porque o tempo de relaxação das encostas é maior que os dos canais, de modo que elas são incapazes de responder de forma suficientemente rápida a uma mudança na elevação dos canais de drenagem. Os canais de drenagem, por sua vez, incidem, produzindo gargantas estreitas e profundas, com a parte superior das encostas permanecendo no estado de equilíbrio (NORTON et al., 2008). Nesse estágio pode haver também geração de encostas de elevado gradiente e de soleiras nos canais de drenagem (DORSEI e ROERING, 2006; KIRBY et al. 2007).

As taxas médias de erosão dos canais tributários que drenam o conjunto Xisto-Quartzito-Filito-Itabirito são também maiores (fator de 4) que a taxas de erosão do interflúvio, mostrando que o episódio de incisão também afetou esses canais, possivelmente a nos seus cursos inferiores onde cortam xistos (Fig. 107). A camada de quartzito (Fm. Moeda) que aflora na base do escarpamento da Serra da Água Limpa que pode funcionar, nas fases de ajuste transitório, como um refreador da frente erosiva remontante (soleira), aumentando o tempo de relaxação desse sistema ou mesmo isolando a área a montante do afloramento do novo nível de base. Perfis de intemperismo bastante profundos, como os estudados por Spier et al.(2005) em Filitos (Gr. Batatal) e em Itabiritos (Fm. Cauê) são encontrados no reverso dessas camadas de quartzito em escarpamentos sobre flancos de sinclinais no Quadrilátero Ferrífero.

### *6.1.3 Comparação entre as taxas de erosão-desnudação derivadas de mensurações de $^{10}\text{Be}$ e $^{26}\text{Al}$ com taxas oriundas de outros métodos e em outras escalas de tempo*

As taxas de erosão-desnudação no longo período foram obtidas dividindo a idade de superfícies datadas pelos métodos  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  em minerais de manganês precipitados em perfis de intemperismo sobre itabiritos (SPIER et al., 2005) no sinclinal Moeda ou idades máximas U-Th/He de hematitas das crostas de ferro (cangas) sobre os itabiritos (MONTEIRO, 2011) no divisor da bacia do rio da Prata, respectivamente (Fig. 108). As taxas de saprolitização para o Mioceno de perfis de intemperismo próximos ao Quadrilátero Ferrífero foram reunidas de Carmo e Vasconcelos (2004) e Carmo e Vasconcelos (2006). Foram ainda acrescentadas as taxas de desnudação química de Salgado et al. (2006), derivadas de carga solúvel em canais de drenagem (Fig. 109).



**Figura 108.** Emprego do método de Ruxton e Berry (1967) para obtenção de taxas de desnudação-erosão através da razão entre o relevo local ( $h$ ) e a idade da superfície geomórfica.

Mesmo sendo as taxas de desnudação na escala de milhões de anos muito pontuais, elas não diferem em termos de ordem de grandeza das taxas de desnudação na escala de milhares de anos estimadas por nuclídios cosmogênicos nesse trabalho que é  $6.5 \text{ m My}^{-1}$  e por Salgado et al., (2007; 2008; 2009) e Varajão et al. (2009), que é  $7.0 \text{ m My}^{-1}$  - Fig. 109.

Essa taxa média  $6.5 \text{ m My}^{-1}$ , se transformada em incisão média, indica que o vale do rio da Prata de 428 m de relevo local médio seria escavado em  $66.0 \pm 20 \text{ My}$ . Essa idade é um pouco maior que a idade máxima das crostas de ferro (cangas) no topo estimado pela datação de crostas de ferro no topo da Serra da Água Limpa por Monteiro (2011), mas ainda assim dentro do erro. Porém as crostas mostraram idades que variaram de 5-40 My e muitos topos de itabiritos cobertos por crostas de ferro (canhas) são convexos e apresentam veios de quartzo deslocados por rastejo, indicando que são feições sujeitas à erosão. Logo, as idades devem ser consideradas como idades mínimas.

Essa idade também se correlacionaria com as idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mínimas dos perfis de intemperismo em itabiritos no sinclinal Moeda obtidas por Spier et al. (2005). Segundo os autores Idades mínimas de  $61.5 \pm 1.2 \text{ My}$  não excluem que idades mais antigas fossem obtidas por óxidos de manganês mais antigos poderiam ter sido dissolvidos por eventos de intemperismo recente ou a parte superior dos perfis de intemperismo terem sido erodidas nos últimos 60 Ma.

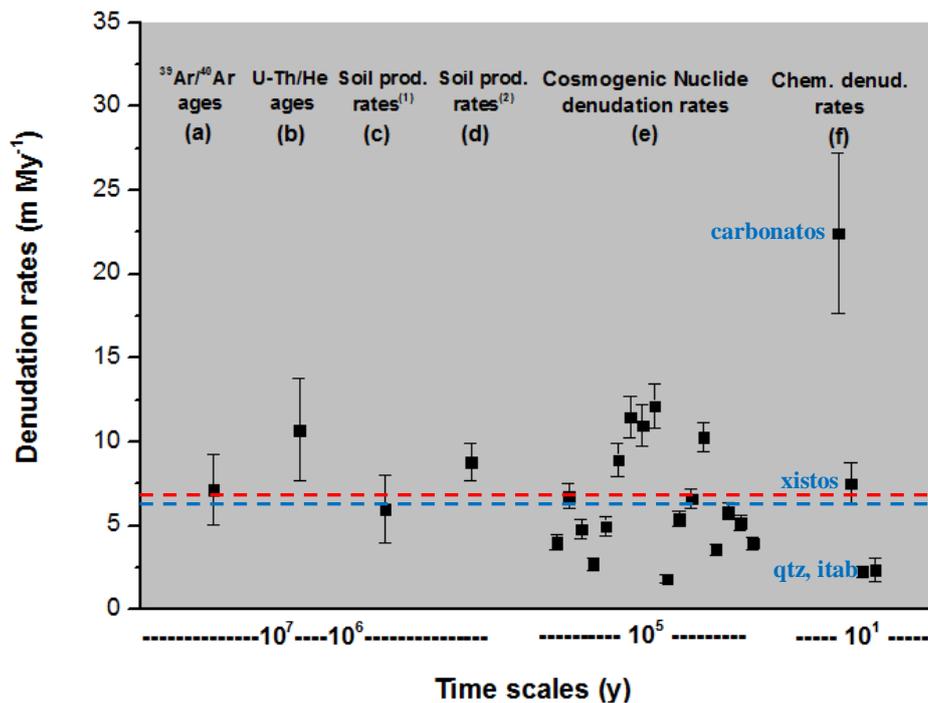


Figura 109. Comparação entre taxas médias de desnudação-erosão nas escalas de milhões e milhares de anos. (a) Taxa máxima de erosão-desnudação derivadas da razão entre as idades de precipitações de Mn em perfis de intemperismo de itabirito, determinadas por Spier et al. (2005), e o relevo local médio da bacia do rio da Prata; (b) O mesmo que A só que usando as idades das crostas de ferro (cangas) do topo da Serra da Água limpa, datadas pelo método U-Th/He por Monteiro (2011). (c) Carmo e Vasconcelos (2004). (d) Carmo e Vasconcelos (2006). (e) Taxas de erosão na escala de bacias de drenagem derivadas do nuclídeo  $^{10}\text{Be}$ . (f) Taxas de intemperismo derivadas de carga solúvel em canais de drenagem (Salgado et al. 2006). As linhas tracejadas representam taxas médias para todas as litologias, derivadas de mensurações de  $^{10}\text{Be}$  em bacias de drenagem, em azul nesse trabalho ( $\approx 6.5 \text{ m My}^{-1}$ ) e em vermelho ( $\approx 7.0 \text{ m My}^{-1}$ ) de Salgado et al., (2006; 2007; 2008).

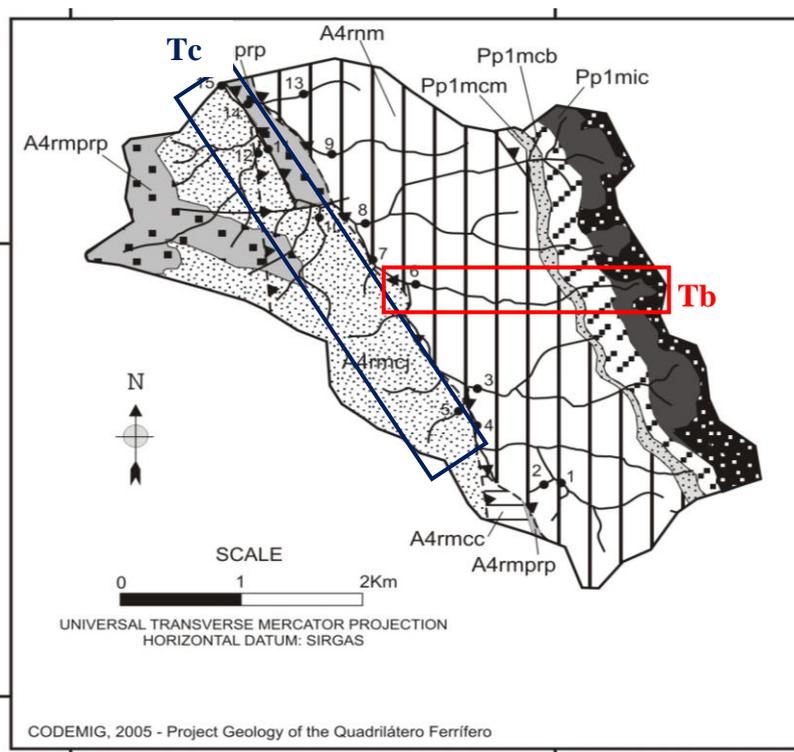
A taxa de dissolução moderna dos carbonatos (dolomitos e mármore), mostrada por Salgado et al., (2007), é bem mais elevada que as taxas médias derivadas das mensurações de  $^{10}\text{Be}$  (fator de  $\approx 4$ ) – Fig. 109, mostrando que sob clima úmido a presença dessas rochas pode influenciar bastante na evolução da topografia.

#### 6.1.4 Taxas de erosão-desnudação e a questão da proveniência do quartzo na bacia do rio da Prata e seus tributários

As taxas de erosão-desnudação derivadas das mensurações de  $^{10}\text{Be}$  nos sedimentos fluviais foram contrastadas com a distribuição do quartzo na bacia do rio da Prata e nas suas respectivas bacias tributárias.

Pelo fato dos grãos de quartzo coletados nos canais tributários da margem W do rio da Prata se originarem de veios, não foi possível estimar o teor de quartzo nas rochas, de modo a corrigir as taxas de erosão-desnudação como fizeram Vance et al. (2003) e Safran et

al. (2005).



**Figura 110.** Mapa geológico da bacia do rio da Prata, mostrando os eixos de drenagem referentes ao canal coletor e aos dos tributários da margem ENE, Tr e Tb, respectivamente, ao longo dos quais foi avaliado problema da proveniência de quartzo.

Para tal, a bacia do rio da Prata foi dividida em dois eixos de drenagem (Tc e Tb), referentes ao canal coletor principal e aos canais tributários a E e NNE que cortam inúmeras litologias (Fig. 110). Os canais tributários (Tb) cortam xistos, quartzitos, filitos e itabiritos. A distribuição de quartzo ao longo do eixo (Tb) é heterogênea. Xistos, filitos e itabiritos só contribuem com traços de quartzo (ver .Cap. 5 Metodologia), sendo que a maioria dos grãos de quartzo deveria ser proveniente da camada de quartzito no sopé do escarpamento da Serra da Água Limpa, na margem E. Entretanto, os sedimentos coletados na saída dos tributários mostraram grande contribuição de especularita (mica hematítica) e intercrescimentos quartzo-especularita, que só ocorrem em veios, que asseguram a proveniência de veios de quartzo distribuídos aleatoriamente no interior dessas sub-bacias. Além disso, a presença de quartzo na carga de fundo dos canais que cortam os xistos (Gr. Nova Lima) assegura que os grãos vieram dos veios que cortam essas rochas.

Ao longo do canal coletor (Tc) temos a contribuição de canais tributários que cortam o quartzito e misturas de quartzito e xisto (F. Casa Forte), e canais tributários que cortam

xistos (Gr. Nova Lima) e canais que cortam o conjunto litológico formado por xistos (Gr. Nova Lima), quartzitos (Fm. Moeda), filitos (Fm. Batatal) e itabiritos (Fm. Cauê). Considerando a abundância de quartzo na margem W da bacia e que as frações granulométricas dos sedimentos coletados ao longo dos tributários foram diferentes das coletadas ao longo do coletor e nos canais de quartzito, os resultados das mensurações nas taxas de erosão ao longo do coletor refletem a as taxas da margem W-SW, composta por quartzitos (Fm. Casa Forte), pois suas médias não diferiram estatisticamente das taxas de erosão-desnudação dos canais tributários dessa litologia. Além disso, essas amostras mostraram menor dispersão em torno da média, indicando a ação de processos de mistura e seleção de sedimentos ao longo do canal coletor. Caso contrário, as amostras ao longo do coletor (4, 7 11 e 15) refletiriam médias entre os tributários de ambas as margens.

Logo as taxas derivadas das amostras coletadas ao longo do canal coletor foram removidas das análises de correlação com os parâmetros morfométricos de relevo das bacias de drenagem que serão discutidas a seguir.

#### *6.1.5 Taxas de erosão-desnudação vs. parâmetros morfométricos de relevo das diferentes bacias de drenagem tributárias do rio da Prata*

Em muitos trabalhos na literatura as taxas de erosão-desnudação derivadas de núclídios cosmogênicos são correlacionadas com parâmetros topográficos de relevo (SCHALLER et al., 2001; MATMON et al, 2003b; NORTON et al., 2008), como: área das bacias, relevo local e declividade média das encostas, mostrados na figura 111-A e na tabela 12.

Muitos trabalhos mostram que há boa correlação positiva entre relevo local e taxas de desnudação, de modo que quanto maior o relevo local, maiores eram as taxas de desnudação (AHNERT 1970b; SUMMERFIELD e HULTON 1994; MONTGOMERY e BRANDON, 2002; VANCE et al. 2003). O gradiente médio das encostas tem sido considerado o parâmetro mais sensível às taxas de erosão-desnudação mensuradas com NCPI (MATMON et al. 2003b; VON BLANCKENBURG et al. 2004; PALUMBO et al. 2009; PORTENGA e BIERMAN 2011).

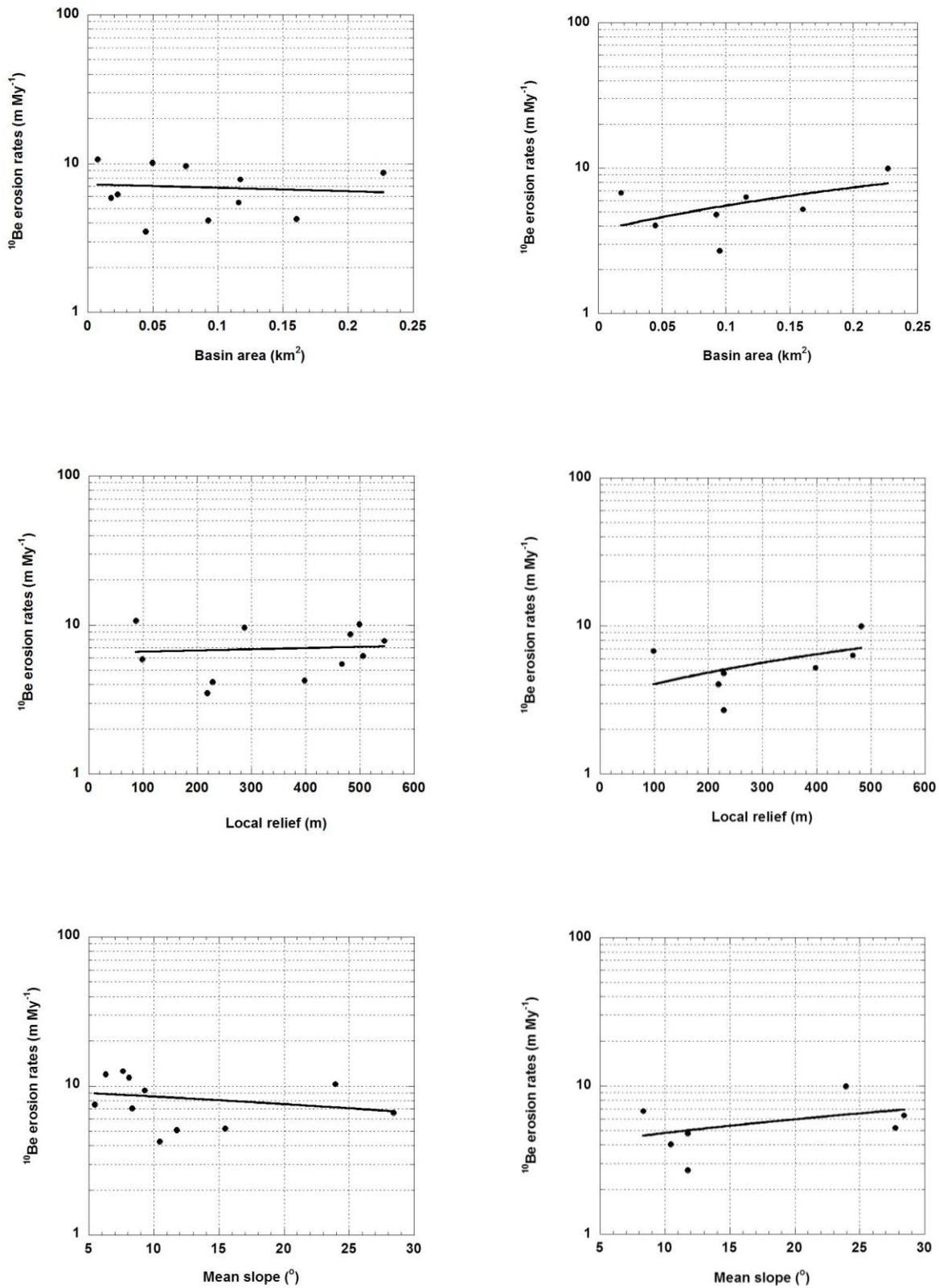


Figura 111. Regressão linear entre as taxas de erosão-desnudação derivadas de  $^{10}\text{Be}$  e o declividade média, relevo local e área das bacias de drenagem. (A – todas as drenagens tributárias; B – excetuando as sobre xistos).

Summerfield e Hulton (1994) concluíram que a área de drenagem tem pouca significância e outros autores mostraram que a importância da área de drenagem diminui dramaticamente quando o terreno encontra-se em áreas tectonicamente menos ativas (PINET e SOURIAU 1988; MILLIMAN e SYVITSKI, 1992; HOVIUS et al. 1998).

Quando são considerados todos os canais tributários (xisto, quartzito e o conjunto xisto-quartzito-filito-itabirito) não foi encontrado ajuste linear (coeficiente de determinação  $R^2 \approx 0$ ) entre as taxas de erosão-desnudação e as variáveis área de drenagem, relevo local e declividade média das encostas no intervalo de confiança de 0,05 (Fig. 111-A; Tabela 12). As bacias tributárias sobre xisto mostraram as mais elevadas taxas de erosão, no entanto, elas possuem as menores declividades, menores áreas e menores relevos em comparação com as demais. Logo elas introduzem uma anomalia nos resultados, pois modificam relações entre essas variáveis (área, relevo e declividade média) a tal ponto que elas tornam-se inversamente proporcionais a variável independente (taxa de erosão desnudação), o que vai de encontro a toda literatura supracitada.

**Tabela 12. Equações e coeficientes de regressão linear entre as taxas de erosão-desnudação e os parâmetros morfométricos de relevo das sub-bacias de drenagem. Intervalo de confiança (0,05).**

Regressão linear	a	b	$r^2$	
Taxa de erosão - área de drenagem	- 6.840	8.19	0.02	N
Taxa de erosão - relevo local	-0.002	8.21	0.01	N
Taxas de erosão - declividade média	-0.094	9.43	0.05	N

Contudo, quando se retira as drenagens tributárias sobre xisto da análise de regressão linear, os coeficientes de determinação  $R^2$  assumem valores mais altos e positivos, que é o padrão encontrado literatura, mesmo que ainda não encontrem ajuste linear no intervalo de confiança de 0,05 (Fig. 111-B; tabela 13).

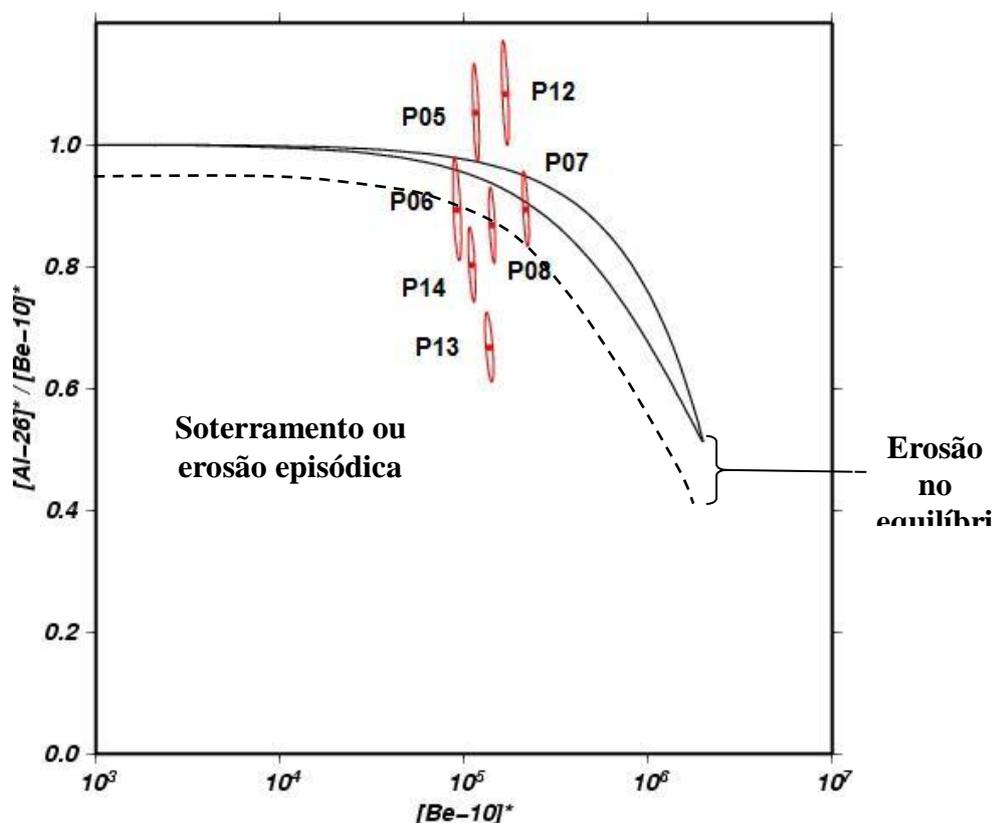
Portanto, a ausência de um bom ajuste linear entre as taxas de erosão-desnudação, derivadas do  $^{10}\text{Be}$ , e as variáveis área, relevo local e declividade média pode ser resultado de alguma perturbação na entrada de energia do sistema erosivo. Essa modificação fez com que as bacias tributárias de baixa declividade, pequeno relevo e menor área fossem as maiores produtoras de sedimento para o canal coletor. Esse fenômeno aumentou a dispersão entre as taxas, impedindo o ajuste linear entre as mesmas. Em algumas bacias de drenagem na Europa a grande dispersão entre as taxas de desnudação parece indicar que o equilíbrio foi perturbado por mudança climática no Holoceno (VON BLANCKENBURG, 2005).

**Tabela 13. Equações e coeficientes de correlação entre taxas de erosão e parâmetros morfométricos de relevo das bacias de drenagem tributárias sem os canais sobre xisto. Intervalo de confiança (0,05)**

Regressão linear	a	B	r <sup>2</sup>	
Taxa de erosão - área de drenagem	18.29	3.69	0.30	N
Taxa de erosão - relevo local	0.007	3.24	0.25	N
Taxas de erosão - declividade média	0.11	3.66	0.18	N

## 6.2 Diagrama isotópico <sup>26</sup>Al/ <sup>10</sup>Be – <sup>10</sup>Be

Nesse trabalho além do <sup>10</sup>Be ( $t_{1/2}$  1.36 My), o <sup>26</sup>Al ( $t_{1/2}$  0.70 My) foi mensurado em algumas amostras, a construção do diagrama isotópico <sup>26</sup>Al-<sup>10</sup>Be/<sup>10</sup>Be. O diagrama fornece simultaneamente as taxas de erosão-desnudação e os tempos efetivos dessas taxas (GOSSE e PHILLIPS, 2001), o que possibilita verificar a história de exposição das áreas fonte das amostras analisadas.



**Figura 112. Diagrama isotópico <sup>26</sup>Al/<sup>10</sup>Be - <sup>10</sup>Be, gerado pelo *Cronus Earth calculator*, versão 2.2 (Balco, Stone et al, 2008). As concentrações de <sup>10</sup>Be foram normalizadas para taxas de produção ao nível do mar e em elevada latitude. A linha pontilhada representa o erro (2σ) na razão <sup>26</sup>Al/<sup>10</sup>Be.**

A linha de erosão-desnudação zero ou linha de tempo de exposição (linha superior) e a linha de equilíbrio isotópico entre produção e perdas por erosão-desnudação e decaimento radioativo (linha inferior) delimitam o que chamamos de ‘ilha de erosão-desnudação no equilíbrio’. Amostras plotadas dentro dessa ‘ilha’ ou próximo da mesma (dentro de  $2\sigma$  de incerteza da mensuração – linha pontilhada), significa que elas tiveram uma história de exposição simples e que evoluíram sob erosão gradual e constante durante o tempo de vigência da erosão-desnudação.

As amostras 05 e 12, referentes aos canais de tributários dos quartzitos da Fm. Casa Forte, foram plotadas acima da ilha de erosão no equilíbrio (Fig. 112). Esse posicionamento no diagrama não permite qualquer interpretação, porém como as amostras encontram-se em equilíbrio com o topo da crista quartzítica (Fig. 106), esse padrão possivelmente resultou de um problema analítico na mensuração de  $^{27}\text{Al}$ , pois essas amostras de quartzito apresentaram um teor de  $^{27}\text{Al}$  muito baixo, que resulta num aumento da imprecisão da sua mensuração pelo aparelho de Absorção atômica, resultando na plotagem acima da ilha. Essas amostras, portanto, devem estar posicionadas dentro da ilha. A amostra 07 que provem do canal tronco coletor e foi plotada dentro da ilha de erosão-desnudação. Com as considerações feitas sobre a distribuição do quartzo na bacia do rio da Prata (ver item 6.1.3), essa amostra pode ser considerada uma amostra dos canais que drenam os quartzitos da F. Casa Forte. Essa localização dentro da ilha reforça ainda mais a interpretação que as amostras de quartzito evoluíram sob erosão gradual e constante no tempo, conforme visto no item 6.1.2 nesse Cap.. Possivelmente todas as outras amostras ao longo do tronco coletor (4, 11 e 15) vão mostrar o mesmo padrão, o que verificaremos em futuras mensurações de  $^{26}\text{Al}$  nas amostras restantes.

As amostras 6 e 8, que são dos canais tributários sobre o conjunto xisto-quartzito-filito-itabirito, e especialmente as amostras 13 e 14, referentes aos canais tributários sobre xistos do Gr. Nova Lima, foram plotadas abaixo da ilha de erosão no equilíbrio, mesmo considerando-se a incerteza de  $2\sigma$  na mensuração (linha pontilhada) – Fig. 112. Esse posicionamento implica numa história de exposição complexa nas áreas-fonte dessas amostras, de modo que permite duas interpretações; i) que as áreas-fonte foram submetidas no mínimo a um episódio de soterramento, permitindo que o  $^{26}\text{Al}$  decaísse diferencialmente em relação ao  $^{10}\text{Be}$ ; ou ii) que um ou mais episódios erosivos tenham removido uma espessura de material em superfície maior que a profundidade de atenuação de partículas cósmicas, no caso  $< 1\text{m}$  de solo/saprolito derivado do xisto, de modo que os sedimentos nos canais atualmente recebam material com desbalanço entre  $^{26}\text{Al}$  e  $^{10}\text{Be}$  (SMALL et al. 1997).

### 6.3 Mensurações do nuclídeo estável $^{21}\text{Ne}$ e diagrama isotópico $^{21}\text{Ne}/^{10}\text{Be} - ^{10}\text{Be}$

Apesar do diagrama isotópico  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be} - ^{10}\text{Be}$  ser muito útil na determinação da história de exposição das amostras, ele mostra menor precisão quando as mesmas estão plotadas dentro ou próximo das linhas de erosão zero ou de equilíbrio secular, pois a imprecisão analítica da mensuração é muitas vezes igual ou superior à largura da ilha de erosão, de modo que dificulta a interpretação.

Em áreas com taxas de erosão lentas, usualmente iguais ou menores que  $10 \text{ m My}^{-1}$ , o diagrama isotópico  $^{21}\text{Ne}/^{10}\text{Be} - ^{10}\text{Be}$ , ou seja, a razão entre um nuclídeo estável e um radionuclídeo de longa meia-vida, fornece uma melhor resolução para essa região do gráfico, desvendando histórias de exposição e das taxas de erosão das amostras com maior precisão (SCHAFER et al. 1999; KOBER et al. 2007; BALCO e SHUSTER 2009; GOETHALS et al. 2009).

As concentrações de  $^{21}\text{Ne}$  foram muito elevadas, variando de 43.7 a 320.5 milhões de  $\text{atm g}^{-1}$  (tabela 14). O excesso de  $^{21}\text{Ne}$  presente em todas as amostras pode ser devido a três causas principais: i) o  $^{21}\text{Ne}$  em excesso pode ter sido produzido pela geração de partículas- $\alpha$ , advindas de elementos radioativos, como U e Th; ii) o  $^{21}\text{Ne}$  em excesso nas amostras pode ser resultado do decaimento do  $^{10}\text{Be}$ , implicando que as áreas fonte das amostras permaneceram soterradas por coberturas sedimentares por milhões de anos; iii) parte do  $^{21}\text{Ne}$  pode ter sido herdada de períodos prévios de exposição, já que como vimos no item 3.2.3 o  $^{21}\text{Ne}$  é um nuclídeo estável e é fortemente retido no retículo cristalino do quartzo, de forma que é capaz de registrar múltiplos episódios de exposição.

A primeira hipótese pode ser descartada porque as concentrações de U e Th no quartzo são irrisórias, de modo que seriam incapazes de produzir tal quantidade de  $^{21}\text{Ne}$ .

Na segunda hipótese o alto teor de  $^{21}\text{Ne}$  em relação ao  $^{10}\text{Be}$  seria resultado do decaimento do  $^{10}\text{Be}$  ao longo do tempo. Dependendo da taxa desse decaimento, as amostras quando plotadas no diagrama isotópico podem cair no campo que indica soterramento. No diagrama isotópico  $^{21}\text{Ne}-^{10}\text{Be}-^{10}\text{Be}$ , as amostras foram plotadas abaixo a linha de soterramento de 2 My (Fig. 113). Informações sobre as idades de soterramento e taxas de erosão-desnudação foram calculadas a partir do diagrama e indicam que as áreas fonte dos canais tributários e do coletor, assim como os topos de elevação, que hoje estão sendo exumados, estiveram recobertos por sedimentos dos últimos 2,2 (Plioceno) até 6,0 My (final do Mioceno) – tabela 15.

Tabela 14. Teores de  $^{20}\text{Ne}$  e  $^{21}\text{Ne}$  em sucessivas etapas de aquecimento, razões  $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$  e  $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$  e concentração total de  $^{21}\text{Ne}$  das amostras.

Amostra	Litologia	Passo de aquecimento ( $^{\circ}\text{C}$ )	$^{20}\text{Ne}$ ( $10^6$ átomos $\text{g}^{-1}$ )	$^{21}\text{Ne}$ ( $10^6$ átomos $\text{g}^{-1}$ )	$^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ ( $10^{-3}$ )	$^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ ( $10^{-3}$ )	Total $^{21}\text{Ne}$ ( $10^6$ átomos $\text{g}^{-1}$ )	
05	Quartzito	370	$0.442 \pm 0.066$	$3.451 \pm 0.106$	$7.890 \pm 1.194$	$98.9 \pm 19.8$	$118.2 \pm 2.8$	
		740	$0.506 \pm 0.035$	$11.993 \pm 0.253$	$23.927 \pm 1.675$	$113.0 \pm 11.8$		
		1140	$0.067 \pm 0.032$	$3.871 \pm 0.130$	$58.520 \pm 28.281$	$189.0 \pm 104.8$		
10		370	$2.654 \pm 0.090$	$8.946 \pm 0.252$	$3.408 \pm 0.127$	$103.3 \pm 4.1$	$43.7 \pm 3.1$	
		740	$2.142 \pm 0.045$	$10.345 \pm 0.229$	$4.879 \pm 0.130$	$102.4 \pm 3.1$		
		1140	$1.788 \pm 0.046$	$6.651 \pm 0.171$	$3.758 \pm 0.107$	$104.1 \pm 2.9$		
16		370	$0.910 \pm 0.070$	$9.437 \pm 0.283$	$10.439 \pm 0.785$	$99.9 \pm 10.3$	$84.9 \pm 2.9$	
		740	$1.153 \pm 0.052$	$8.982 \pm 0.212$	$7.818 \pm 0.352$	$104.9 \pm 6.8$		
		1140	$0.687 \pm 0.056$	$3.931 \pm 0.126$	$5.787 \pm 0.492$	$107.2 \pm 11.3$		
18		370	$0.528 \pm 0.039$	$3.758 \pm 0.149$	$7.195 \pm 0.550$	$98.3 \pm 14.3$	$74.0 \pm 2.9$	
		740	$0.743 \pm 0.028$	$3.297 \pm 0.329$	$12.733 \pm 0.365$	$106.7 \pm 6.9$		
		1140	$0.237 \pm 0.050$	$2.852 \pm 0.190$	$12.286 \pm 2.601$	$119.3 \pm 29.3$		
01		Xisto	370	$0.753 \pm 0.135$	$5.844 \pm 0.172$	$7.821 \pm 1.400$	$96.1 \pm 18.5$	$119.1 \pm 4.4$
			740	$0.831 \pm 0.117$	$13.301 \pm 0.309$	$16.254 \pm 2.286$	$101.9 \pm 15.1$	
			1140	$0.182 \pm 0.039$	$3.839 \pm 0.127$	$21.309 \pm 4.538$	$130.5 \pm 34.9$	
02	370		$0.498 \pm 0.144$	$4.131 \pm 0.149$	$8.371 \pm 2.433$	$94.0 \pm 29.9$	$112.8 \pm 4.5$	
	740		$0.936 \pm 0.109$	$12.981 \pm 0.299$	$14.083 \pm 1.634$	$105.4 \pm 13.0$		
	1140		$0.377 \pm 0.036$	$4.869 \pm 0.175$	$13.039 \pm 1.271$	$107.5 \pm 14.4$		
13	370		$0.329 \pm 0.070$	$4.646 \pm 0.179$	$14.220 \pm 3.050$	$112.8 \pm 30.8$	$79.4 \pm 2.6$	
	740		$0.538 \pm 0.037$	$9.595 \pm 0.226$	$17.896 \pm 1.220$	$111.4 \pm 12.8$		
	1140		$0.093 \pm 0.062$	$1.519 \pm 0.068$	$16.599 \pm 11.158$	$153.3 \pm 115.9$		
14	370		$1.483 \pm 0.076$	$21.114 \pm 0.709$	$14.379 \pm 0.720$	$108.1 \pm 7.0$	$243.7 \pm 6.9$	
	740		$1.541 \pm 0.062$	$22.409 \pm 0.732$	$14.795 \pm 0.432$	$105.6 \pm 4.4$		
	1140		$0.784 \pm 0.096$	$8.369 \pm 0.335$	$10.895 \pm 1.298$	$108.0 \pm 13.6$		
17	370		$1.367 \pm 0.078$	$10.377 \pm 0.292$	$7.645 \pm 0.410$	$103.4 \pm 7.2$	$73.5 \pm 3.6$	
	740		$3.528 \pm 0.078$	$15.465 \pm 0.347$	$4.399 \pm 0.094$	$101.1 \pm 2.4$		
	1140		$6.124 \pm 0.143$	$19.771 \pm 0.395$	$3.264 \pm 0.066$	$101.0 \pm 1.9$		
06	Xisto-Quartzito- Filito-Itabirito	370	$2.812 \pm 0.121$	$24.589 \pm 0.427$	$8.727 \pm 0.364$	$105.4 \pm 4.9$	$320.5 \pm 6.5$	
		740	$1.994 \pm 0.101$	$28.250 \pm 0.584$	$14.373 \pm 0.728$	$110.7 \pm 5.9$		
		1140	$1.719 \pm 0.049$	$13.458 \pm 0.374$	$7.918 \pm 0.238$	$103.8 \pm 3.1$		
08		370	$1.309 \pm 0.054$	$7.338 \pm 0.255$	$5.669 \pm 0.232$	$105.2 \pm 6.3$	$109.3 \pm 4.4$	
		740	$1.011 \pm 0.041$	$14.536 \pm 0.494$	$14.623 \pm 0.465$	$104.9 \pm 5.3$		
		1140	$0.219 \pm 0.127$	$3.806 \pm 0.182$	$17.767 \pm 10.301$	$124.6 \pm 74.3$		
04		370	$0.489 \pm 0.162$	$3.497 \pm 0.127$	$7.163 \pm 2.380$	$75.5 \pm 27.6$	$70.1 \pm 5.1$	
		740	$0.519 \pm 0.097$	$6.136 \pm 0.181$	$12.102 \pm 2.278$	$109.7 \pm 22.3$		
		1140	$0.330 \pm 0.043$	$2.732 \pm 0.099$	$8.321 \pm 1.121$	$104.1 \pm 16.3$		
07		370	$0.931 \pm 0.144$	$22.014 \pm 0.508$	$23.694 \pm 3.674$	$106.8 \pm 17.5$	$313.3 \pm 9.6$	
		740	$1.229 \pm 0.116$	$25.649 \pm 0.503$	$20.757 \pm 1.890$	$103.9 \pm 10.2$		
		1140	$0.711 \pm 0.054$	$8.833 \pm 0.224$	$12.487 \pm 0.984$	$112.2 \pm 9.6$		
11		370	$1.058 \pm 0.182$	$9.228 \pm 0.218$	$8.848 \pm 1.537$	$92.5 \pm 16.9$	$119.7 \pm 5.2$	
		740	$1.085 \pm 0.114$	$11.223 \pm 0.266$	$10.289 \pm 1.094$	$97.3 \pm 11.0$		
		1140	$0.691 \pm 0.047$	$5.102 \pm 0.134$	$7.400 \pm 0.521$	$105.8 \pm 8.3$		
15	370	$0.770 \pm 0.105$	$12.165 \pm 0.210$	$15.920 \pm 2.171$	$105.8 \pm 16.9$	$166.6 \pm 3.6$		
	740	$0.691 \pm 0.044$	$15.381 \pm 0.374$	$22.603 \pm 1.470$	$112.5 \pm 8.5$			
	1140	$0.340 \pm 0.039$	$4.640 \pm 0.161$	$13.861 \pm 1.604$	$115.6 \pm 15.8$			

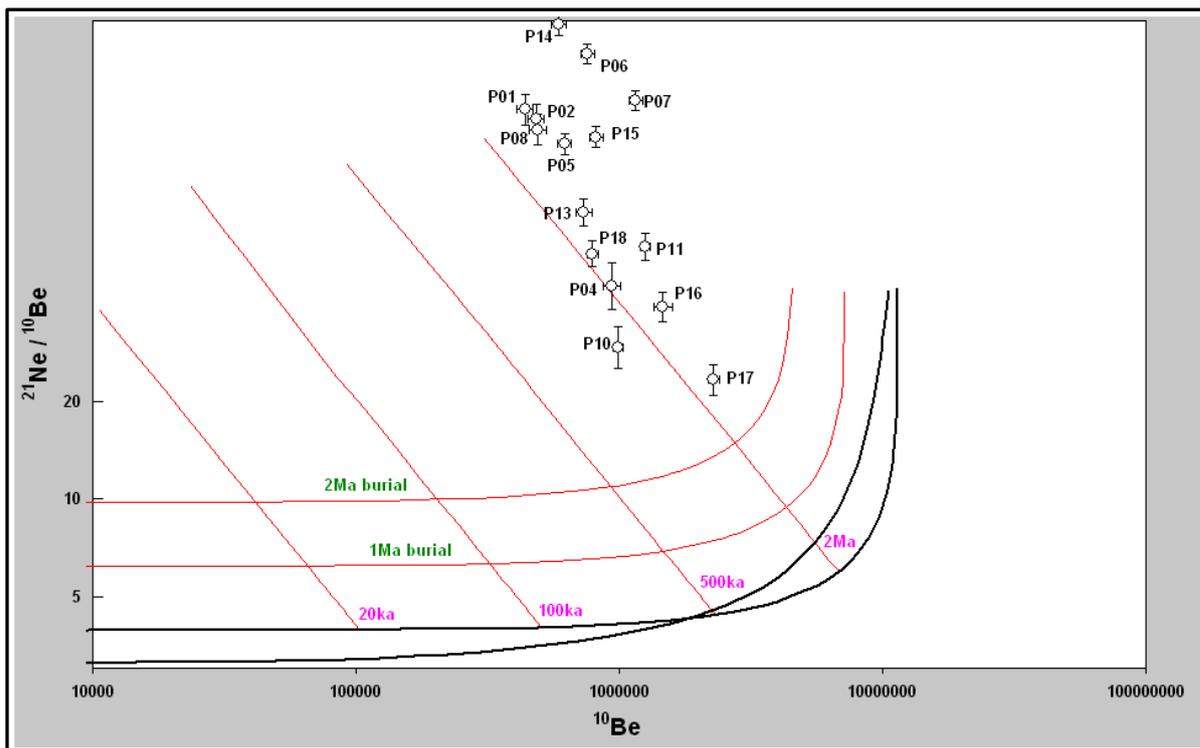


Figura 113. Diagrama isotópico  $^{21}\text{Ne}/^{10}\text{Be}$  -  $^{10}\text{Be}$ . As concentrações de  $^{10}\text{Be}$  foram normalizadas para taxas de produção ao nível do mar e em elevada latitude.

Tabela 2. Idades de soterramento e taxas de erosão derivadas do diagrama  $^{21}\text{Ne}/^{10}\text{Be}$  -  $^{10}\text{Be}$

Amostras	Litologia	Idades de soterramento		Idade média	Taxa de erosão
		My	Erro ( $1\sigma$ )		
			My	My	(m My <sup>-1</sup> )
<b>Tributários</b>					
P05	Quartzito	5.41	0.006	4.01	0,16
P10		3.37	0.004		
P16		3.27	0.002	4.37	0,21
P18		4.37	0.004		
P13	Xisto	4.76	0.005	5.69	0,22
P14		6.00	0.018		
P01		5.89	0.012		
P02		6.12	0.014		
P17		2.22	0.002	2.22	0,23
P06	Xisto-Quartzito-Filito-Itabirito	5.46	0.012	5.64	0,07
P08		5.82	0.012		
<b>Tronco coletor</b>					
P04	Todas	3.93	0.007	4.34	0,29
P07		4.59	0.007		
P11		3.84	0.005		
P15		5.03	0.006		

Uma terceira hipótese seria de que o alto teor de  $^{21}\text{Ne}$  seria herdado de períodos prévios de exposição. As rochas metassedimentares arqueanas e paleoproterozóicas (Supergrupos Rio das Velhas) do Quadrilátero Ferrífero de 2.8-2.5 Gy de idade pertencem às fácies metamórficas xisto verde e anfibolito. Isso significa que essas rochas experienciaram temperaturas máximas que variaram 400-500 °C durante os eventos de metamorfismo regional. Logo, é levantada a possibilidade de que parte do  $^{21}\text{Ne}$  pode não ter sido liberado durante os mais importantes eventos metamórficos, relacionados às orogênias Transamazônica (2.0 Gy) e Brasiliana (0.5 Gy).

As mensurações de  $^{21}\text{Ne}$  em cada passo de aquecimento (tabela 14) mostraram que 52-87% do  $^{21}\text{Ne}$  liberado ocorreu durante a segunda (740 °C) e a terceira (1140 °C) etapas de aquecimento. Isto nos faz pensar que parte do  $^{21}\text{Ne}$  liberado pelos grãos de quartzo nestas últimas etapas incluem  $^{21}\text{Ne}$  herdado das rochas dos Supergrupos Rio das Velhas e Minas, que por sua vez, derivou-se de rochas do embasamento arqueano Arqueano (área fonte dos sedimentos), expostas às partículas cósmicas naquele tempo.

Portanto, somente quando corrigirmos as concentrações para a herança é poderemos interpretar as mensurações de  $^{21}\text{Ne}$ .

#### **6.4 Hipóteses para a o episódio de incisão fluvial na bacia do rio da Prata**

Uma hipótese levantada aqui é que essa oscilação nos forçantes climáticos ou tectônicos teria gerado incisões locais através de através de inúmeros processos, a saber: i) mais umidade no sistema vai elevar o nível da zona saturada, que por si só, vai afetar o fator de segurança das encostas (SELBY, 1993; SCHMIDT e MONTGOMERY, 1995), por alterar valores de sucção; ii) extensão da zona de fluxo superficial de saturação (DUNNE, 1990); iii) aumento da recarga de fluxos de subsuperfície (MONTGOMERY e DIETRICH, 1989); iv) o aumento nas médias anuais de precipitação normalmente aumenta a vazão dos canais de drenagem, que significa aumento do potencial erosivo via mudança na potência unitária de corrente (TUCKER e SLINGERLAND, 1997; WHIPPLE, 2001). Muitos estudos têm demonstrado que períodos de aumento de precipitação são marcados por incisão fluvial (JONES et al., 1999; PORTER et al., 1992); v) outro efeito é o aumento da densidade de drenagem e expansão da rede de drenagem na direção montante, normalmente na forma de canais incisos (TUCKER e SLINGERLAND, 1997). Segundo esses autores, as mudanças na densidade de drenagem devido a interações com as encostas e os canais de 1ª ordem exercem um controle fundamental sobre amplos trechos do sistema fluvial.

Todos esses processos reunidos produziriam incisões locais que expandir-se-iam dos canais em direção aos divisores de drenagem, gerando escorregamentos rasos, que resultariam num considerável aporte de sedimentos para os canais de drenagens. Neste caso, uma diminuição no limite crítico da iniciação de canais resultou na expansão da rede de drenagem, potencialmente desenvolvendo novos vales através de incisões em encostas não-dissecadas (MONTGOMERY e DIETRICH, 1994). Como a extensão dos canais de primeira ordem é um processo que depende da ultrapassagem de limites críticos até que se processe a erosão (MONTGOMERY e DIETRICH, 1989; DIETRICH et al. 1992; TUCKER e SLINGERLAND, 1997; BALDWIN et al., 2003, SNYDER et al., 2003), supomos que a resposta do sistema foi complexa, ou seja, através de ciclos de esvaziamento e entulhamento em cada cabeceira de drenagem. Esses ciclos culminaram no transporte de sedimentos em excesso do rio da Prata para o coletor principal, o rio das Velhas, resultando na agradação do seu vale.

Uma segunda hipótese, que pode ter ocorrido juntamente com a primeira, é de que as mudanças nos forçantes teriam gerado de incisão fluvial grande canal coletor da região, o rio das Velhas. Essa incisão do coletor principal, por sua vez, atingiria a bacia de drenagem do rio da Prata através da migração de soleiras (*knickpoints*) rio acima, associada à oscilação do nível de base regional, o rio das Velhas, cujos terraços de preenchimento foram abandonados no Pleistoceno tardio (50 Ky) na transição Pleistoceno-Holoceno (10 Ky) e no final do Holoceno (0.9 Ky), segundo Magalhães Jr. et al. (2011). Esses terraços formaram-se através da agradação dos vales por sedimentos fluviais advindos dos canais tributários, como o rio da Prata, seguidos de episódios de incisão dos seus depósitos, quando a carga de sedimentos dos tributários, isto é, nas áreas-fonte, foi subsequentemente reduzida. Logo são indicadores das oscilações do nível de base regional naqueles tempos. O rebaixamento de nível de base de rios normalmente geram soleiras (*knickpoint*) ou zona de soleira (*knickzone*) podem migrar para os canais tributários por erosão regressiva (SEIDL et al., 1994; ZAPROWSKI et al., 2001; SCHLUNEGGER e SCHNEIDER, 2005; CROSBY e WHIPPLE, 2006; REINHARDT et al., 2007; NORTON et al., 2007; WOBUS et al., 2007), isolando segmentos rio acima. No entanto, as soleiras presentes à jusante na bacia do rio da Prata parecem ser geologicamente controladas, no caso por rochas mais resistentes, como as testemunhadas por (MILLER, 1991; ALEXANDROWICZ, 1994; PHILLIPS et al. 2010). Nesse caso a migração de soleiras seria comprometida, mas isso não impediria, contudo, que algum sinal do novo nível de base fosse transmitido rio acima por difusão da soleira (FRANKEL, et al. 2007). Além disso, a distribuição das taxas de erosão-desnudação dentro na bacia do rio da Prata (Fig. 102) não

configura um gradiente de taxas, isto é, com taxas de erosão-desnudação maiores à jusante e menores à montante, que seria esperado caso houvesse soleiras ou zonas de soleira ativas na bacia. Isto, porém, não exclui a hipótese dessas feições já terem passado pelo sistema de drenagem, que estaria atualmente respondendo à transmissão desse novo nível base para as encostas.

## **6.5 O papel dos forçantes tectônico e climático nos últimos milhares de anos**

Vimos que pela lei de transporte que descreve a incisão dos canais em rocha que a taxa de incisão é proporcional ao produto da vazão pela declividade dos canais de drenagem (HOWARD e KERBY 1983; HOWARD 1994). Logo, qualquer modificação no clima, que afeta diretamente a vazão, ou soerguimentos tectônico, que eleva os gradientes dos canais, vai gerar incisão fluvial.

Há importantes registros de atividade tectônica no Quadrilátero Ferrífero, documentados nas bacias sedimentares paleogênicas do Fonseca e do Gandarela (SANTA'NNA et al., 1997; MELLO et al., 2000; MAIZATTO, 2001; LIPSKY 2002). Essa atividade foi tanto sindeposicional (Eoceno-Oligoceno), quanto pós-deposicional (Mioceno-Plioceno). Também é creditado ao Mioceno o último episódio de soerguimento regional associado à dinâmica andina, segundo a modelagem térmica de Hackspacher et al. (2007) com base em mensurações de traços de fissão em apatita. Entretanto, não há evidências seguras, como falhas sistematicamente mensuradas e com cinemática definida, correlacionadas com a região SE do Brasil, que atestam uma atividade tectônica ao longo do Pleistoceno e do Holoceno no Quadrilátero Ferrífero, a despeito das inferências de Lana e Castro (2010) e Magalhães Jr. et al. (2011). Por mais que uma movimentação na falha de empurrão do sistema Fundão-Cambotas tivesse um efeito direto nas taxas de incisão dos tributários, pois o rio da Prata corre sobre essa falha, a incisão fluvial por neotectonismo naqueles tempos ficam, até que dados provem o contrário, no campo das hipóteses.

No Quadrilátero Ferrífero há indicadores, com base em análises palinológicas, de mudanças da cobertura vegetal nas últimas dezenas de milhares de anos. Nessa região as elevações eram dominadas por gramíneas intercaladas por florestas subtropicais ao longo dos cursos fluviais entre 48.000 a 18.000 anos BP, indicando um clima mais seco e mais frio que o atual para o Pleistoceno tardio (BEHLING e LICHTTE, 1997). Por outro lado, a passagem do Pleistoceno-Holoceno na região é marcada por um aumento da umidade (OLIVEIRA, 1992;

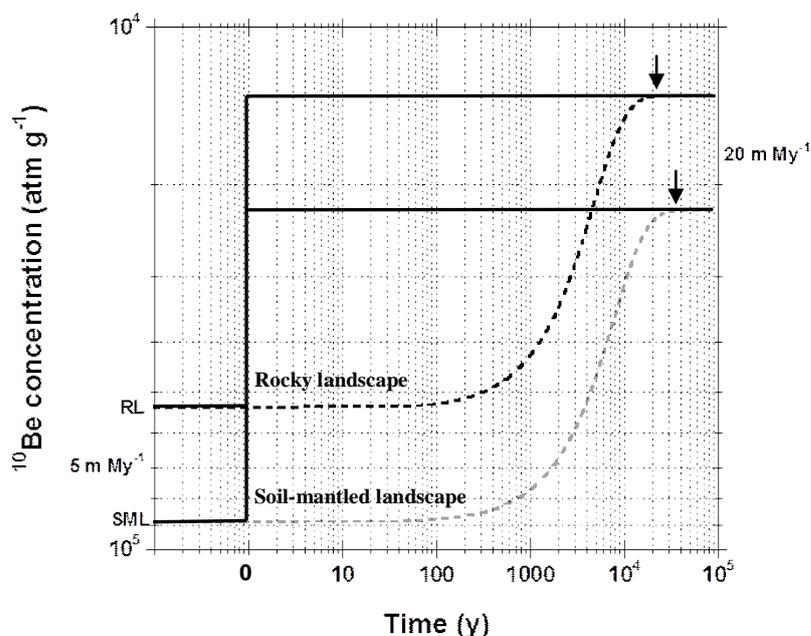
BEHLING, 1995; PARIZZI et al., 1998; RODRIGUES- FILHO et al., 2002; BEHLING, 2003).

Uma limitação desses dados paleoclimáticos é que as mudanças de temperatura média e precipitação média, inferidas por esses estudos é somente uns dos componentes que podem gerar pulsos de sedimentação em bacias de drenagem. Como a bacia de drenagem possui limites críticos de iniciação de erosão por vários processos (MONTGOMERY e DIETRICH, 1989; DIETRICH et al. 1992; TUCKER e SLINGERLAND, 1997; BALDWIN et al., 2003, SNYDER et al., 2003), a intensidade da precipitação em grandes tempestades é tão ou mais importante que a precipitação média e a temperatura, conforme predição de efeitos de mudanças climáticas em bacias de drenagem por Tucker e Slingerland (1997) através pelo modelo GOLEM.

Assumido que a mudança para clima mais úmido na transição Pleistoceno-Holoceno está correta, podemos testar seu efeito nas taxas de erosão-desnudação derivadas dos NCPI. Levando em conta a periodicidade e a amplitude da mudança de nas taxas de desnudação, Schaller e Ehlers (2006) mostraram através de modelagem numérica como as oscilações do clima afetam as taxas de erosão derivadas de mensurações de NCPI em sedimentos fluviais, que, porém também servem para predição de perturbações tectônicas. Os autores apontaram que em áreas com taxas de denudação baixas, de cerca de  $10 \text{ m My}^{-1}$ , que são da mesma ordem de magnitude das taxas mensuradas nesse trabalho, as repostas são muito atrasadas (cerca de 40%), isto é, é necessário muito tempo para eliminar a memória cosmogênica nos sedimentos, o que não ocorrem em terrenos com taxas maiores que  $100 \text{ m My}^{-1}$ . Segundo os autores, materiais de menores densidades atrasam ainda mais a taxa mensurada pelo CN. Segundo os autores, a taxa de mudança, a amplitude de variação da taxa real de desnudação. As mudanças nas taxas de desnudação são pobremente registradas para taxas de desnudação menores que  $100 \text{ m My}^{-1}$  porque taxas baixas exigem mais tempo para remover a superfície na qual os nuclídios, produzidos durante diferentes taxas de desnudação, foram acumulados.

Podemos simular o efeito de uma mudança na entrada energia no sistema erosivo nas concentrações de NCPI, seja por tectônica ou mudança climática, empregando a equação 19 de Granger e Riebe (2007). A figura 114 representa a simulação de uma resposta da concentração de  $^{10}\text{Be}$  a um aumento súbito (*step change*) nas taxas de erosão-desnudação no fator de 4 (de  $5$  a  $20 \text{ m My}^{-1}$ ) no  $t = 0$ , usando como substrato tanto rocha ( $\rho = 2,65 \text{ g cm}^{-3}$ ), quanto em manto de intemperismo/solo ( $\rho = 1,60 \text{ g cm}^{-3}$ ). A simulação (Fig. 100) mostra que a concentração de  $^{10}\text{Be}$ , inicialmente ajustada a uma taxa de desnudação de  $5 \text{ m My}^{-1}$ , diminui assintoticamente até alcançar a concentração em equilíbrio com a taxa de desnudação final

(20 m My<sup>-1</sup>). O tempo de relaxação, que aqui significa o tempo necessário para ‘apagar toda a memória cosmogênica’ da superfície ajustada à taxa anterior, variou de ≈20.000 anos para uma paisagem rochosa é de cerca de ≈30.000 anos para uma paisagem de rocha coberta por manto de intemperismo/solo (Fig. 103).



**Figura 114.** Simulação de ajuste das concentrações de <sup>10</sup>Be a uma mudança abrupta de taxas de desnudação de 5 a 20 m My<sup>-1</sup> numa paisagem rochosa (*rock landscape* – RL) – linha pontilhada preta; e numa paisagem de rocha coberta por manto de intemperismo/ solo (*soil-mantled landscape* – SML) – linha pontilhada cinza.

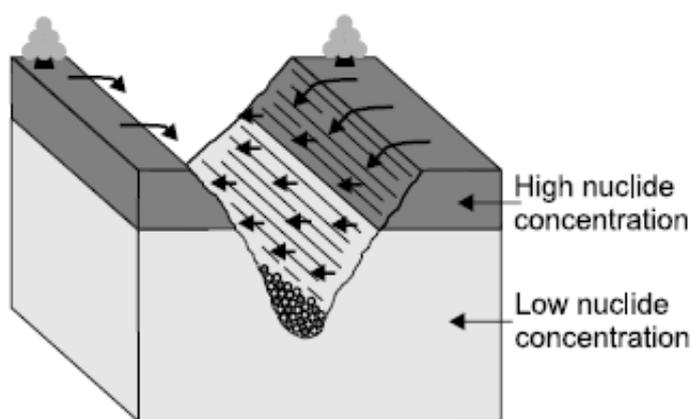
Esses dados coadunam com as simulações de Ehlers e Schaller (2006), que prevêm que o tempo de resposta para paisagens cobertas por manto de intemperismo/solo é ainda maior, principalmente se há homogeneização das concentrações de NCPI à superfície por revolvimento do material de solo, comum em topos convexos (ver detalhes no ítem 5.3). Isto que o re-estabelecimento do equilíbrio dinâmico num sistema erosivo com os dois tipos de paisagem física acima dependeria do tempo da paisagem coberta por solo, que possui maior tempo de relaxação (memória cosmogênica) que a com rocha exposta. Por mais que esse padrão pareça contra-intuitivo, já que em materiais geológicos de diferentes resistências relativas o tempo de relaxação dos materiais friáveis é sempre menor que o dos resistentes (AHNERT, 1987a), ele é possível porque é dependente ao método de mensuração de erosão-desnudação, que corresponde à distribuição da concentração de NCPI nas primeiras dezenas

de cm da superfície (ver detalhes no sub-ítem 3.3.1). Portanto, trata-se de um tempo de relaxação isotópico.

As predições da equação acima são baseadas em assunções importantes, como: i) de que a erosão tenha sido espacialmente uniforme nos dois materiais; ii) que tenha ocorrido de forma gradual e constante no tempo. Na natureza, algumas vezes essas assunções são improváveis. Vimos que para a região do Quadrilátero Ferrífero, onde insere-se a bacia do rio da Prata, há indicadores seguros de que as taxas oscilaram nas últimas dezenas de milhares de anos nas áreas fonte de sedimentos (MAGALHÃES JR. et al., 2011) e que o clima mudou na transição Pleistoceno-Holoceno (BEHLING, 2003, PARIZZI et al, 1998).

Além disso, o modelo limita-se a situações onde a paisagem responde as mudanças de entrada de energia, por tectonismo ou mudança climática, através processos erosivos espacialmente uniformes. Contudo, qual seria influência desses processos espacialmente restritos nas concentrações de NCPI?

A Fig. 114 mostra que esses processos aportam grande quantidade de massa, advinda de profundidades maiores que as de atenuação de partículas cósmicas, especialmente, dos nêutrons secundários. Logo uma amostra coletada num canal afetado por tal processo é uma mistura de sedimentos com alta concentração de NCPI, advindos das encostas e de sedimentos com baixa concentração de NCPI, advindos das paredes laterais de fundo dos canais incisos.



**Figura 104. Efeito da formação de canais incisos na concentração total de NCPI numa amostra de sedimento coletada no fundo do canal. von Blanckenburg et al., (2004)**

Na bacia do rio da Prata as disparidades entre as taxas de erosão-desnudação nos canais tributários sobre quartzitos (Fm. Casa Forte) e xistos (Gr. Nova Lima) e entre as taxas

de rebaixamento dos interflúvios e as taxas de erosão médias dos canais tributários sobre xistos foram causadas por processos de incisão fluvial. Também vimos que a incisão fluvial foi de intensidade tal que nos canais tributários sobre xisto a razão  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  nos sedimentos foi reduzida, evidenciado um processo de erosão episódica, que coaduna-se mais com processos de geração de canais incisos e voçorocas. Sabemos que uma paisagem física pode responder a perturbações tectônicas ou climáticas através incisão de canais e voçorocamento, como mostraram Bacellar et al (2005) para outra localidade do Quadrilátero Ferrífero.

Então em paisagens onde processos erosivos espacialmente restritos atuaram o método de mensuração de taxas de erosão-desnudação a partir de NCPI é parcialmente ou totalmente violado porque os canais incisos podem produzir grande quantidade de sedimentos em pequenas áreas, normalmente áreas onde há grande estocagem de material friável como solo e saprolito, sem necessariamente representar o rebaixamento da paisagem inteira.

Os tempos de relaxação mostrados no modelo (Fig. 114) são baseados em processos erosivos graduais e constantes no tempo. Porém, como evidenciou o diagrama isotópico  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be} - ^{10}\text{Be}$ , as bacias tributárias sobre xistos do Gr. Nova Lima não evoluíram sob erosão gradual e constante no tempo (*steady state* isotópico), e sim através de erosão episódica.

## 7 CONCLUSÕES

- As das taxas de erosão-desnudação derivadas das mensuradas dos nuclídios cosmogênicos  $^{10}\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}$  em sedimentos fluviais dos canais tributários sobre quartzitos (Fm. Casa Forte) e xistos (Gr. Nova Lima) mostraram diferenças estatísticas significativas entre si (fator de  $\approx 3$ ), ou seja, as taxas estão atualmente em desbalanço, implicando que a bacia de drenagem como um todo não encontra-se em equilíbrio dinâmico, e sim em fase de ajuste transitório;
- O estado de ajuste transitório é reforçado pela disparidade (fator de  $\approx 5$ ) entre as taxas de erosão dos interflúvios e da taxa média de erosão dos canais tributários sobre os xistos, evidenciando um desacoplamento do sistema encosta-canal por incisão fluvial. Esse desacoplamento segmentos de encosta retilíneos e de elevada declividade na inferior das encostas dessa litologia. Essa configuração na margem E do rio da Prata contrasta com a semelhança das taxas entre o topo da crista quartzítica e das taxas médias de desnudação dos canais tributários sobre os quartzitos da margem W, indicando que o sistema encosta-canal encontra-se em equilíbrio dinâmico nessa litologia. As taxas de desnudação dos interflúvios são semelhantes, se incluirmos as perdas químicas nos xistos, indicando que as topografias podem ter evoluído sob taxas semelhantes e que esse equilíbrio foi rompido pelo episódio de incisão recente;
- O diagrama isotópico  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be} - ^{10}\text{Be}$  mostrou os canais tributários sobre quartzitos tiveram uma história de exposição simples e que a erosão nesses canais ocorreu de forma gradual e constante no tempo. Em contrapartida, os canais tributários sobre xisto e sobre o conjunto xisto-quartzito-filito-itabirito mostraram uma história de exposição complexa, possivelmente associada a episódios de soterramento ou a eventos erosivos que foram responsáveis pela perda de massa nas encostas laterais a profundidades maiores que a da atenuação de partículas cósmicas, resultando em baixos valores da razão  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ;
- O diagrama isotópico  $^{21}\text{Ne}/^{10}\text{Be} - ^{10}\text{Be}$  mostrou um excesso de  $^{21}\text{Ne}$  em todas as amostras. Esse excesso de  $^{21}\text{Ne}$  em relação ao  $^{10}\text{Be}$  mostra que os materiais que estão sendo hoje exumados na bacia do rio da Prata permaneceram recobertos por sedimentos no mínimo entre 2 e 6 My ou que parte do  $^{21}\text{Ne}$  pode ter sido herdado de

antigos períodos de exposição, o que impediria qualquer interpretação até que se quantifique esse <sup>21</sup>Ne herdado.

## 8 REFERENCIAS

- ABRAHAMAS, A. D.; PARSONS, A. J. Identification of strength equilibrium rock slopes: further statistical considerations. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 12, n. 6, p. 631-635, 1987.
- ADAMS, J. Large-scale tectonic geomorphology of the Southern Alps, New Zealand. In: MORISAWA, M.; HACK, J. T. (Eds.). **Tectonic Geomorphology**. Winchester: Allen and Unwin, 1985, p. 105-128.
- AHNERT, F. The role of equilibrium concept in interpretation of landforms of fluvial erosion and deposition. In: MACAR, P. (Ed.). **L'Evolution des Versants. Les Congress et Colloque de L'Université de Liège**. Liège-Lovain: Universite de Liège, 1967, v. 1, p. 22-41,
- \_\_\_\_\_. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins. **American Journal of Science**, New Haven, v. 268, n. 3, p. 243-263, 1970.
- \_\_\_\_\_. Some comments on the quantitative formulation of geomorphological processes in a theoretical model. **Earth Surface Processes**, Chichester, v. 2, p. 191-201, 1977.
- \_\_\_\_\_. Approaches to dynamic equilibrium in theoretical simulations of slope development. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 12, p. 3-15, 1987a.
- \_\_\_\_\_. Process-response models of denudation at different spatial scales. In: \_\_\_\_\_. (Ed.). **Geomorphological Models – Theoretical and Empirical Aspects**. Cremlingen-Desdelt: Catena-Verlag, 1987b, p. 31-50. (Catena Supplement, 10)
- \_\_\_\_\_. Equilibrium, scale, and inheritance in Geomorphology. *Geomorphology*, Amsterdam, v. 11, p. 125-140, 1994.
- \_\_\_\_\_. **Introduction to Geomorphology**. London: Arnold, 1996a. 352p.
- ALEXANDROWICZ, Z. Geologically controlled waterfall types in the Outer Carpathians. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 9, p. 155-165, 1994.
- ARMSTRONG, A. C. Simulated slope development sequences in a three-dimensional context. **Earth Surface Processes**, Chichester, v. 5, p. 265-270, 1980.
- \_\_\_\_\_. Slopes, boundary conditions, and the development of convex-concave forms - some numerical experiments. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 12, n. 1, p. 17-30, 1987.
- ATTAL, M.; TUCKER, G. E.; WHITTAKER, A. C.; COWIE, P. A. e ROBERTS, G. P. Modeling fluvial incision and transient landscape evolution: Influence of dynamic channel adjustment. **Journal of Geophysical Research**, Washington (DC), v. 113, n. F03013, 2008.
- BACELLAR, L. A. P.; COELHO NETTO, A. L. e LACERDA, W. A. Controlling factors of gulling in the Maracujá catchment, southeastern Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 30, p. 1369-1385, 2005.
- BALCO, G.; SHUSTER, D. L. Production rate of cosmogenic  $^{21}\text{Ne}$  in quartz estimated from  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ , and  $^{21}\text{Ne}$  concentrations in slowly eroding Antarctic bedrock surfaces. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 281, p. 48-58, 2009.
- BALCO, G.; STONE, J. O.; LIFTON, N. A. e DUNAI, T. J. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  measurements. **Quaternary Geochronology**, Amsterdam, v. 3, p. 174-195, 2008.
- BALDWIN, J.; WHIPPLE, K. X. e TUCKER, G. E. Implication of the shear stress river incision model for timescale of postorogenic decay of topography. **Journal of Geophysical Research B – Solid Earth**, Washington (DC), v. 108, n. 3, p. 2158, 2003.
- BARBOSA, G. V. O significado da estrutura geológica para o mapeamento geomorfológico de Minas Gerais. **Boletim Mineiro de Geografia**, Belo Horizonte, v. 12, n. p. 37-58, 1966.

- BARBOSA, G. V.; RODRIGUES, D. M. S. O Quadrilátero Ferrífero e seus problemas geomorfológicos. **Boletim Mineiro de Geografia**, Belo Horizonte, n. 10/11, p. 3-35, 1965.
- BEATY, C. B. Age and estimated rate of accumulation of an alluvial fan, White Mountains, California, USA. **American Journal of Science**, New Haven, v. 268, p. 50-77, 1970.
- BENDA, L.; DUNNE, T. Stochastic forcing of sediment routing and storage in channel networks. **Water Resources Research**, Washington (DC), v. 33, p. 2865-2880, 1997.
- BENDA, L. E.; VELDHUISEN, C. e BLACK, J. Debris flows as agents of morphological heterogeneity at low-order confluences, Olympic Mountains, Washington. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 115, p. 1110-1121, 2003.
- BIERMAN, P. R.; CAFFEE, M. W. Cosmogenic exposure and erosion history of Australian bedrock landforms. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 114, n. 7, p. 787-803, 2002.
- BIERMAN, P. R.; NICHOLS, K. K. Rock to sediment - slope to sea with  $^{10}\text{Be}$  - rates of landscape change. **Annual Reviews of Earth and Planetary Science**, Palo Alto, v. 32, p. 215-255, 2004.
- BIERMAN, P. R.; STEIG, E. J. Estimating rates of denudation using cosmogenic isotope abundances in sediment. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 21, n. 2, p. 125-139, 1996.
- BINNIE, S. A. **Deriving Basin-wide Denudation Rates from Cosmogenic Radionuclides, San Bernardino Mountains, California**. 2005. 335 f. Thesis - PhD in Geography. School of GeoScience, University of Edinburgh, Edinburgh, 2005.
- BINNIE, S. A.; PHILLIPS, W. M.; SUMMERFIELD, M. A. e FIFIELD, L. K. Sediment mixing and basin-wide cosmogenic nuclide analysis in rapidly eroding mountainous environments. **Quaternary Geochronology**, Amsterdam, v. 1, n. 1, p. 4-14, 2006.
- BINNIE, S. A.; PHILLIPS, W. M.; SUMMERFIELD, M. A.; FIFIELD, L. K. e SPOTILA, J. A. Patterns of denudation through time in the San Bernardino Mountains, California: Implications for early-stage orogenesis. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 276, p. 62-72, 2008.
- BINNIE, S. A.; PHILLIPS, W. M.; SUMMERFIELD, M. A.; FIFIELD, L. K. Tectonic uplift, threshold hillslopes, and denudation rates in a developing mountain range. **Geology**, Boulder, v. 35, n. 8, p. 743-746, 2007.
- BISHOP, P.; HOEY, T. B.; JANSEN, J. D. e ARTZA, I. L. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. **Earth Surface Process and Landforms**, Chichester, v. 30, p. 767-778, 2005.
- BLARD, P. H.; BOURLES, D.; PIK, R. e LAVE, J. In situ cosmogenic  $\text{Be}^{-10}$  in olivines and pyroxenes. **Quaternary Geochronology**, Amsterdam, v. 3, p. 195-205, 2008.
- BOWEN, R. **Isotopes in the Earth Sciences**. London and New York: Elsevier Applied Science, 1988. 647p.
- BRAUCHER, R.; BENEDETTI, L.; BOURLÈS, D. L.; BROWN, E. T. e CHARDON, D. Use of in situ-produced  $^{10}\text{Be}$  in carbonate-rich environments: A first attempt. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 69, n. 6, p. 1473-1478, 2005.
- BROWN, E. T.; STALLARD, R. F.; LARSEN, M. C.; BOURLÈS, D. L.; RAISBECK, G. M. e YIOU, F. Determination of predevelopment denudation rates of an agricultural watershed (Cayaguás River, Puerto Rico) using in situ produced  $^{10}\text{Be}$  in river-borne quartz. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 160, p. 723-728, 1998.
- BROWN, E. T.; STALLARD, R. F.; LARSEN, M. C.; RAISBECK, G. M. e YIOU, F. Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced  $^{10}\text{Be}$  in the Luquillo experimental forest, Puerto Rico. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 129, n. 1/4, p. 193-202, 1995.
- BROWN, E. T.; TRULL, T. W.; JEAN-BAPTISTE, P.; RAISBECK, G.; BOURLES, D.; YIOU, F. e MARTY, B. Determination of cosmogenic production rates of  $^{10}\text{Be}$ ,  $^3\text{He}$  and  $^3\text{H}$  in water. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B**, Amsterdam, v. 172, n. 1/4, p. 873-883, 2000.

- BRUNSDEN, D.; KESEL, R. H. Slope development on a Mississippi river bluff in historic time. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 81, p. 576-597, 1973.
- BRUNSDEN, D.; THORNES, J. B. Landscape sensitivity and change. **Transactions of the Institute of British Geographers NS**, London, v. 4, p. 463-484, 1979.
- BULL, W. B. **Geomorphic Responses to Climate Change**. New York: Oxford University, 1991.
- \_\_\_\_\_. **Tectonic Geomorphology of Mountains: a new Approach to Paleoseismology**. Malden: Blackwell, 2007. 316p.
- CARMO, I. O.; VASCONCELOS, P. M. Geochronological evidence for pervasive Miocene weathering, Minas Gerais, Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 29, p. 1303-1320, 2004.
- \_\_\_\_\_.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology constraints on late miocene weathering rates in Minas Gerais, Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 241, p. 80-94, 2006.
- CARSON, M. A.; KIRKBY, M. J. **Hillslope Form and Process**. London: Cambridge University, 1972. 475p. (Cambridge Geographical Studies, 3)
- CARSON, M. A.; PELTEY, D. J. The Existence of Threshold Hillslopes in the Denudation of the Landscape. **Transactions of the Institute of British Geographers**, London, v. 49, p. 71-95, 1970.
- CHAPPELL, J. The geomorphology and evolution of small valleys in dated coral reef terraces. New Guinea. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 82, p. 795-812, 1974.
- CHARLTON, R. **Fundamentals of Fluvial Geomorphology**. New York: Routledge, 2008. 234p.
- CHURCH, M.; SLAYMAKER, O. Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia. **Nature**, London, v. 337, p. 452-454, 1989.
- CLAPP, E. M.; BIERMAN, P. R.; NICHOLS, K. K.; PAVICH, M. J. e CAFFEE, M. W. Rates of Sediment Supply to Arroyos from Upland Erosion Determined Using in Situ Produced Cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$ . **Quaternary Research**, Amsterdam, v. 55, n. 2, p. 235-245, 2001.
- CLAYTON, J. L.; MEGAHAN, W. F. Erosional and chemical denudation rates in the southwestern Idaho Batholith. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 11, n. 4, p. 389-400, 1986.
- CLAYTON, K.; SHANMOON, N. A new approach to the relief of Great Britain: A classification of rocks based on relative resistance to denudation. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 25, p. 155-171, 1998.
- CROSBY, B. T.; WHIPPLE, K. X. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 82, p. 16-38, 2006.
- CULLING, W. E. H. Analytical Theory of Erosion. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 68, n. 3, p. 336-344, 1960.
- \_\_\_\_\_. Soil Creep and the Development of Hillside Slopes. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 71, n. 2, p. 127-161, 1965.
- CYR, A. J.; GRANGER, D. E. Dynamic equilibrium between erosion, river incision, and coastal uplift northern central Apennines, Italy. **Geology**, Boulder, v. 36, p. 103-106, 2008.
- DAVIS, W. M. The convex profile of badland divides. **Science**, Washington (DC), v. 20, p. 245, 1892.
- \_\_\_\_\_. The Geographical Cycle. **Geographical Journal**, London, v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899.
- DESILETS, D.; ZREDA, M. Spatial and temporal distribution of secondary cosmic-ray nucleon intensities and applications to in situ cosmogenic dating. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 206, p. 21-42, 2003.

- DESILETS, D.; ZREDA, M. e PRABU, T. Extended scaling factors for in situ cosmogenic nuclides: New measurements at low latitude. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 246, p. 265-276, 2006.
- DIETRICH, W. E.; PERRON, T. The search for a signature of life. **Nature**, London, v. 439, p. 411-417, 2004.
- DIETRICH, W. E.; WILSON, C. J.; MONTGOMERY, D. R.; MCKEAN, J. e BAUER, R. Erosion thresholds and land surface morphology. **Geology**, Boulder, v. 20, p. 675-679, 1992.
- DORR, J. V. N. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **U. S. Geological Survey Professional Paper**, Washington (DC), v. 641-A, p. 1969.
- DORSEY, R. J.; ROERING, J. J. Quaternary landscape evolution in the San Jacinto Fault Zone, Peninsular Ranges of Southern California: Transient response to strike-slip fault initiation. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 73, p. 16-32, 2006.
- DUNAI, T. J. Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in-situ produced cosmogenic nuclides. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 193, p. 197-212, 2001.
- \_\_\_\_\_. **Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts, and Applications in the Earth Surface Sciences**. Cambridge: Cambridge University Press, 2010. 198p.
- DUNNE, J.; ELMORE, D. e MUZIKAR, P. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces **Geomorphology**, Amsterdam, v. 27, n. 1, p. 3-11, 1999.
- DUXBURY, J. **Erosion Rates in and Around Shenandoah National Park, VA, Determined Using Analysis of Cosmogenic <sup>10</sup>Be**. 2009. 123p. Thesis - MSc. in Geology. Burlington: Faculty of Graduate College, University of Vermont, 2009.
- EASTERBROOK, D. J. **Surface Processes and Landforms**. 2<sup>nd</sup> Ed. Upper Saddle River: Prentice Hall, 1999.
- EDMOND, J. M.; PALMER, M. R.; MEASURES, C. I.; GRANT, B. e STALLARD, R. F. The fluvial geochemistry and denudation rate of the Guayana Shield in Venezuela, Colombia, and Brazil. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 59, n. 16, p. 3301-3325, 1995.
- ELMORE, D.; PHILLIPS, F. Accelerator mass spectrometry for measurement of long-lived radioisotopes. **Science**, Washington (DC), v. 236, p. 543-550, 1987.
- FAURE, G.; MENSING, T. M. **Isotopes: Principles and Applications**. 3<sup>th</sup> Ed. New Jersey: John Wiley & Sons, 2005.
- FERNANDES, N. F.; DIETRICH, W. E. Hillslope evolution by diffusive processes: The timescale for equilibrium adjustments. **Water Resources Research**, Washington (DC), v. 33, n. 6, p. 1307-1318, 1997.
- FLINT, A. L.; FLINT, L. E. Particle density. In: DANE, J. H. and TOPP, G. C. (Eds.). **Methods of Soil Analysis, Part 4 – Physical Methods**. Madison: Soil Science Society of America, 2002, p. 229-240,
- FLINT, R. F. Altitude and lithology and the fall zone in Connecticut. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 71, p. 683-697, 1963.
- FRANKEL, K. L.; PAZZAGLIA, F. J. e VAUGHN, J. D. Knickpoint evolution in a vertically bedded substrate, upstream-dipping terraces, and Atlantic slope bedrock channels. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 119, n. 3/4, p. 476-486, 2007.
- FULLER, T. K.; PERG, L. A.; WILLENBRING, J. K. e LEPPER, K. Field evidence for climate driven changes in sediment supply leading to the strath terrace formation **Geology**, Boulder, v. 37, n. 5, p. 457-470, 2009.

- GALLAGHER, K.; BROWN, R. e JOHNSON, C. Fission track analysis and its applications to geological problems. **Annual Reviews of Earth & Planetary Sciences**, Palo Alto, v. 26, p. 519-572, 1998.
- GERRARD, A. J. **Rocks and Landforms**. London: Unwin Hyman, 1988. 319p.
- GILBERT, G. K. **Report on the Geology of the Henry Mountains**. 2<sup>nd</sup> Ed. Washington DC: U.S. Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountains Region, 1880. 160p.
- \_\_\_\_\_. The convexity of hilltops. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 17, n. 4, p. 344-350, 1909.
- GILCHRIST, A. R.; SUMMERFIELD, M. A. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps. **Nature**, London, v. 346, p. 739-742, 1990.
- \_\_\_\_\_. Denudation, isostasy, and landscape evolution. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 16, n. 6, p. 555-562, 1991.
- GILLEPSIE, A. R.; BIERMAN, P. R. Precision of terrestrial exposure ages and erosion rates estimated from analysis of cosmogenic isotopes. **Journal of Geophysical Research B – Solid Earth**, Washington (DC), v. 100, n. 12, p. 24.637 - 24.649, 1995.
- GOETHALS, M.; HETZEL, R.; NIEDERMANN, S.; WITTMANN, H.; FENTON, C. R.; CHRISTL, M.; KUBIK, P. e VON BLANCKENBURG, F. An improved experimental determination of cosmogenic <sup>10</sup>Be/<sup>21</sup>Ne and <sup>26</sup>Al/<sup>21</sup>Ne production ratios in quartz. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. p. 2009.
- GOSSE, J. C.; PHILLIPS, F. M. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. **Quaternary Science Reviews**, Amsterdam, v. 20, p. 1475-1560, 2001.
- GOUDIE, A. **The Landforms of England and Wales** Oxford: Blackwell, 1990. 319p.
- GRAF, T., KOHL, C. P., MARTI, K., NISHIZUMI, K. Cosmic ray produced neon in Antarctic rocks. **Geophysical Research Letters**, Washington (DC), v. 18, p. 203-206, 1991.
- GRANGER, D. E.; KIRCHNER, J. W. e FINKEL, R. C. Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ cosmogenic nuclides in alluvial sediment. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 104, n. 3, p. 249-257, 1996.
- GRANGER, D. E.; MUZIKAR, P. F. Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 188, n. 1/2, p. 269-281, 2001.
- GRANGER, D. E.; RIEBE, C. S. Cosmogenic Nuclides in weathering and erosion. In: DREVER, J. I. (Ed.). **Treatise on Geochemistry: Surface and Groundwater, Weathering, and Soils**. London: Elsevier, 2007, v. 5, p. 1-43.
- GRANGER, D. E.; SMITH, A. L. Dating buried sediments using radioactive decay and muogenic production of <sup>26</sup>Al and <sup>10</sup>Be. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms**, Amsterdam, v. 172, n. 1/4, p. 822-826, 2000.
- GROSSMAN, R. B.; REINSCH, T. G. Bulk density and linear extensibility. In: DANE, J. H. and TOPP, G. C. (Eds.). **Methods of Soil Analysis, Part 4 - Physical Methods**. Madison: Soil Science Society of America, 2002, p. 201-254.
- GUILLAUME, A.; GUILLAUME, S. L'erosion dans les Alpes au Plio-Quaternaire et au Miocene. **Eclogae Geologicae Helvetiae**, Zurich, v. 75, n. 2, p. 247-268, 1982.
- HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **American Journal of Science**, New Haven, v. 258-A, p. 80-97, 1960.
- \_\_\_\_\_. Drainage adjustment in the Appalachians. In: Morisawa, M. (Ed.). **Fluvial Geomorphology**. Binghamton: Geog. Allen & Unwin, 1973, p. 51-96. (The "Binghamton" Symposia In Geomorphology International Series, 4)

\_\_\_\_\_. Dynamic equilibrium and landscape evolution. In: MELHORN, W. N. and FLEMAL, R. C. (Eds.). **Theories of Landform Development**. Binghamton: State University of New York, 1975, p. 87-102. (The "Binghamton" Symposia In Geomorphology International Series, 6)

HADER, E. C.; CHAMBERLIN, R. T. The geology of Central Minas Gerais, Brazil. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 23, n. 5, p. 385-424, 1915.

HANCOCK, G. S.; ANDERSON, R. S.; CHADWICK, O. A. e FINKEL, R. C. Dating fluvial terraces with  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  profiles: application to the Wind River, Wyoming. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 27, n. 1/2, p. 41-60, 1999.

HARBOR, D. J. Dynamic Equilibrium between an Active Uplift and the Sevier River, Utah. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 106, n. 2, p. 181-194, 1998.

HEIMSATH, A. M.; DIETRICH, W. E.; K., N. e FINKEL, R. C. The soil production function and landscape equilibrium. **Nature**, London, v. 388, p. 358-361, 1997.

HEIMSATH, A. M.; DIETRICH, W. E.; NISHIIZUMI, K. e FINKEL, R. C. Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 27, n. 1/2, p. 151-172, 1999.

HEIMSATH, A. M.; FURBISH, D. J. e DIETRICH, W. E. The illusion of diffusion: Field evidence for depth-dependent sediment transport. **Geology**, Boulder, v. 33, n. 12, p. 949-952, 2005.

HEISINGER, B.; LAL, D.; JULL, A. J. T.; KUBIK, P.; IVY-OCHS, S.; KNIE, K. e NOLTE, E. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 2. Capture of negative muons. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 200, n. 3/4, p. 357-369, 2002a.

HEISINGER, B.; LAL, D.; JULL, A. J. T.; KUBIK, P.; IVY-OCHS, S.; NEUMAIER, S.; KNIE, K.; LAZAREV, V. e NOLTE, E. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons 1. Fast muons. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 200, n. 3/4, p. 345-355, 2002b.

HIRANO, M. Simulation of Developmental Process of Interfluvial Slopes with Reference to Graded Form. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 83, n. 1, p. 113-123, 1975.

\_\_\_\_\_. Mathematical model and the concept of equilibrium in connection with slope shear ratio. In: Ahnert, F. **Quantitative Slope Models**. Stuttgart: Zeitschrift für Geomorphologie, 1976, p. 50-71. (Zeitschrift für Geomorphologie Supplementbände, 25)

HOVIUS, N.; STARK, C. P.; CHU, H. T. e LIN, J. C. Supply and removal of sediment in a landslide-dominated mountain belt: Central Range, Taiwan. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 108, p. 73-89, 2000.

HOVIUS, N.; STARK, C. P.; TUTTON, M. A. e .D., A. L. Landslide-driven drainage network evolution in a pre-steady-state mountain belt: Finisterre Mountains, Papua New Guinea. **Geology**, Boulder, v. 26, p. 1071-1074, 1998.

HOWARD, A. A detachment-limited model of drainage basin evolution. **Water Resources Research**, Whashington (DC), v. 30, n. 7, p. 2261-2285, 1994.

HOWARD, A.; SELBY, M. J. Rock slopes. In: ABRAHAMMS, A. D. and PARSONS, A. J. (Eds.). **Geomorphology of Desert Environments**. London: Chapman & Hall, 1994, v. p. 123-172.

HOWARD, A. D.; KERBY, G. Channel changes in badlands. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 94, p. 739-752, 1983.

IVY-OCHS, S.; KOBER, F. Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. **Quaternary Science Journal**, Hannover, v. 57, n. 1/2, p. 179-209, 2008.

JANSEN, J. D., CODILEAN, A. T., BISHOP, P., HOEY, T. Scale dependence of lithological control on topography: bedrock channel geometry and catchment morphometry in Western Scotland. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 118, p. 223-246, 2010.

- KIRBY, E.; JOHNSON, C.; FURLONG, K. e HEIMSATH, A. Transient channel incision along Bolinas Ridge, California: Evidence for differential rock uplift adjacent to the San Andreas fault. **Journal of Geophysical Research**, Washington (DC), v. 112, p. F03S07, 2007.
- KIRCHNER, J.; FINKEL, R. C.; RIEBE, C.; GRANGER, D. E.; CLAYTON, J. L.; KING, J. L. e MEGAHAN, W. F. Mountain erosion over 10yr, 10ky and 10my time scales. **Geology**, Boulder, v. 29, n. 7, p. 591-594, 2001.
- KIRKBY, M. J. Hillslope process-respond model based on continuity equation. In: BRUNSDEN, D. (Ed.). **Slope: Form and Process**. London: Institute of British Geographers, 1971, p. 15-30. (Institute of British Geographers Special Publication, 3)
- \_\_\_\_\_. A two-dimensional simulation model for slope and stream evolution. In: ABRAHAMS, A. D. (Ed.). **Hillslope Processes**. Winchester: Allen and Unwin, 1986, p. 203-222.
- \_\_\_\_\_. Modelling some influences of soil erosion, landslides and valley gradient on drainage density and hollow development. In: AHNERT, F. (Ed.). **Gemorphological Models – Theoretical and Empirical Aspects**. Cremlingen-Desdelt: Catena-Verlag, 1987, p. 1-14. (Catena Supplement, 10)
- \_\_\_\_\_. An erosion-limited hillslope evolution model. In: SCHMIDT, K.-M. and DE PLOEY, J. (Eds.). **Functional Geomorphology: Landform Analysis and Models**. Cremlingen-Desdelt: Catena-Verlag, 1992, p. 157-187. (Catena Supplement, 23)
- \_\_\_\_\_. Long-term interactions between networks and hillslopes. In: BEVEN, K. J. and KIRKBY, M. J. (Ed.). **Channel Network Hydrology**. New York: John Wiley, 1993, p. 255-293.
- KLEIN, J.; GIEGENGACK, R.; MIDDLETON, R.; SHARMA, P. e UNDERWOOD, J. R. Revealing histories of exposure using in situ produced <sup>26</sup>Al and <sup>10</sup>Be in Lybian desert glass. **Radiocarbon**, Tucson, v. 28, n. 547-555, p. 1986.
- KNIGHTON, A. D. Longitudinal changes in size and sorting of streambed materials in four English rivers. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 91, n. 1, p. 55-62, 1980.
- KOBER, F.; IVY-OCHS, S.; LEYA, I.; BAUR, H.; MAGNA, T.; WIELER, R. e KUBIK, P. W. In situ cosmogenic <sup>10</sup>Be and <sup>21</sup>Ne in sanidine and in situ cosmogenic <sup>3</sup>He in Fe-Ti-oxide minerals. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 236, n. 1-2, p. 404-418, 2005.
- KOBER, F.; IVY-OCHS, S.; SCHLUNEGGER, F.; BAUR, H.; KUBIK, P. W. e WIELER, R. Denudation rates and a topography-driven rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nuclide data and sediment yield budgets. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 83, n. 1/2, p. 97-120, 2007.
- KOHL, C. P.; NISHIIZUMI, K. Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ -produced cosmogenic nuclides. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 56, n. 9, p. 3583-3587, 1992.
- KOOI, H.; BEAUMONT, C. Escarpment evolution on high elevation rifted margins: Insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction. **Journal of Geophysical Research B - Solid Earth**, Washington (DC), v. 99, n. 6, p. 12191-12209, 1994.
- KOOI, H.; BEAUMONT, C. Large-scale geomorphology: Classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model. **Journal of Geophysical Research B - Solid Earth**, Washington (DC), v. 101, n. 2, p. 3361-3386, 1996.
- KORTE, M.; CONSTABLE, C. The geomagnetic dipole moment over the last 7000 years – new results from a global model. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 236, p. 348-358, 2005.
- KORUP, O. Rock type leaves topographic signature in landslide-dominated mountain ranges. **Geophysical Research Letters**, Washington (DC), v. 35, n. L11402, p. 2008.
- LAL, D. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 104, p. 424-439, 1991.

- LAL, D.; ARNOLD, J. R. Tracing quartz through the environment. **Proceeding of Indian Academy of Sciences - Earth and Planet Science**, Sadashivanagar, v. 94, n. p. 1-5, 1985.
- LAL, D.; PETERS, B. Cosmic ray produced radioactivity on Earth. In: FLUGG, S. (Ed.). **Handbook of Physics**. Berlin: Springer, 1967, v. 46/2, p. 551–612,
- LANGBEIN, W. B.; LEOPOLD, L. B. Quasi-equilibrium states in channel morphology. **American Journal of Science**, New Haven, v. 262, n. p. 782-794, 1964.
- LAVE, J.; AVOUAC, J. P. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal. **Journal of Geophysical Research B- Solid Earth**, Washington (DC), v. 106, n. 2, p. 26.561-526.591, 2001.
- LIFTON, N.; BIEBER, J. W.; CLEM, J. M.; DULDIG, M. L.; EVENSON, P.; HUMBLE, J. E. e PYLE, R. Addressing solar modulation and long-term uncertainties in scaling secondary cosmic rays for in situ cosmogenic nuclide applications. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 239, p. 140-161, 2005.
- MARCHAND, D. E. Rates and modes of denudation, White Mountains, eastern California. **American Journal of Science**, New Haven, v. 270, p. 109-135, 1971.
- MASARIK, J. Numerical simulation of in situ production of cosmogenic nuclides. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 66, n. A491, 2002.
- MASARIK, J.; BEER, J. Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth's atmosphere. **Journal of Geophysical Research D**, Washington (DC), v. 104, p. 12099–12111, 1999.
- MASARIK, J.; REEDY, R. C. Terrestrial cosmogenic-nuclide production systematics calculated from numerical simulations. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 136, n. 3-4, p. 381-395, 1995.
- MATMON, A.; BIERMAN, P. R.; LARSEN, J.; SOUTHWORTH, S.; PAVICH, M. J. e CAFFEE, M. W. Temporally and spatially uniform rates of rates erosion in the southern Appalachian Great Smoky Mountains. **Geology**, Boulder, v. 31, n. 2, p. 155-158, 2003a.
- MATMON, A.; BIERMAN, P. R.; LARSEN, J.; SOUTHWORTH, S.; PAVICH, M. J.; FINKEL, R. C. e CAFFEE, M. W. Erosion of ancient mountain range, the great Smoky Mountains, North Carolina and Tennessee **American Journal of Science**, New Haven, v. 203, n. 817-855, 2003b.
- MCKEAN, J. A.; DIETRICH, W. E.; FINKEL, R. C.; SOUTHON, J. R. e CAFFEE, M. W. Quantification of soil production and downslope creep rates from cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  accumulations on a hillslope profile. **Geology**, Boulder, v. 21, n. p. 343-346, 1993.
- MERCHEL, S.; BRAUCHER, R.; BENEDETTI, L.; GRAUBY, O. e BOURLES, D. Dating carbonate rocks with in-situ produced cosmogenic Be-10: Why it often fails. **Quaternary Geochronology**, Amsterdam, v. 3, n. 299-307, p. 2008.
- MILLER, D. J.; BENDA, L. E. Effects of punctuated sediment supply on valley-floor landforms and sediment transport. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 112, n. 12, p. 1814-1824, 2000.
- MILLER, G. H.; BRINER, J.; LIFTON, N. A. e FINKEL, R. Limited ice-sheet erosion and complex exposure histories derived from in situ cosmogenic  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{14}\text{C}$  in Baffin Island, Arctic Canada **Quaternary Geochronology**, Amsterdam, v. 1, n. 1, p. 74-85, 2006.
- MILLER, J. R. The Influence of Bedrock Geology on Knickpoint Development and Channel-Bed Degradation along Downcutting Streams in South-Central Indiana. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 99, n. 4, p. 591-605, 1991.
- MILLIMAN, J. D.; GIN, Y.-S.; REN, M.-E. e SAITO, Y. Man's influence on the erosion and transport of sediment by Asian rivers: the Yellow River (Huanghe) example. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 95, n. p. 751-762, 1987.

- MILLIMAN, J. D.; SYVITSKI, J. P. M. Geomorphic/ Tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountainous rivers. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 100, n. 5, p. 525-544, 1992.
- MOGLEN, G. E.; BRAS, R. L. The effect of spatial heterogeneities on geomorphic expression in a model of basin evolution. **Water Resources Research**, Washington (DC), v. 31, n. 10, p. 2613-2623, 1995.
- MOLNAR, P.; ANDERSON, R. S. e ANDERSON, S. P. Tectonics, fracturing of rock, and erosion. **Journal of Geophysical Research**, Amsterdam, v. 112, n. F03014, p. 2007.
- MONAGHAN, M. C.; KRISHNASWAMI, S. e TUREKIAN, K. K. The global-average production rate of  $^{10}\text{Be}$ . **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 76, n. 3/4, p. 279-287, 1986.
- MONTGOMERY, D. R.; BRANDON, M. T. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 201, p. 481-489, 2002.
- MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. Source areas, drainage density, and channel initiation. **Water Resources Research**, Washington (DC), v. 25, n. 8, p. 1907-1918, 1989.
- MOON, B. P. Refinement of a technique for determining rock mass strength for geomorphological purposes. **Earth Surface Process and Landforms**, Chichester, v. 9, p. 189-193, 1984.
- MOON, B. P.; SELBY, M. J. Rock mass strength and scarp forms in Southern Africa. **Geografiska Annaler Series A, Physical Geography**, Stockholm, v. 65, n. 1/2, p. 135-145, 1983.
- MOREL, P.; VON BLANCKENBURG, F.; SCHALLER, M.; KUBIK, P. W. e M., H. Lithology, landscape dissection and glaciation controls on catchment erosion as determined by cosmogenic nuclides in river sediment (the Wutach Gorge, Black Forest). **Terra Nova**, Oxford, v. 15, n. 6, p. 398-404, 2003.
- NICHOLAS, R. N.; DIXON, J. C. Sandstone scarp form and retreat in The Land of Standing Rocks, Canyonlands National Park, Utah. **Zeitschrift für Geomorphologie NF**, Stuttgart, v. 30, p. 167-187, 1986.
- NIEDERMANN, S. The  $^{21}\text{Ne}$  production rate in quartz revisited. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 183, p. 361-364, 2000.
- NIEDERMANN, S. Cosmic-ray-produced noble gases in terrestrial rocks: dating tools for surface processes. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, Chantilly, v. 47, p. 731-784, 2002.
- NIEDERMANN, S.; GRAF, T. e MARTI, K. Mass spectrometric identification of cosmic-ray-produced neon in terrestrial rocks with multiple neon components. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 118, p. 65-73, 1993.
- NIEMI, N.; OSKIN, M.; BURBANK, D. W.; HEIMSATH, A. M. e GABET, E. J. Effects of bedrock landslides on cosmogenically determined erosion rates. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 237, p. 480-498, 2005.
- NISHIZUMI, K. Preparation of  $^{26}\text{Al}$  AMS standards. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B**, Amsterdam, v. 223-224, p. 388-392, 2004.
- NISHIZUMI, K.; FINKEL, R. C.; KLEIN, J. e KOHL, C. P. Cosmogenic production of  $^7\text{Be}$  and  $^{10}\text{Be}$  in water targets. **Journal of Geophysical Research**, Washington (DC), v. 101, p. 22225-22232, 1996.
- NISHIZUMI, K.; IMAMURA, M.; CAFFEE, M. W.; SOUTHON, J.; FINKEL, R. C. e MCANICH, J. Absolute calibration of  $^{10}\text{Be}$  AMS standards. **Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B**, Amsterdam, v. 258, p. 403-413, 2007.
- NISHIZUMI, K.; KLEIN, J.; MIDDLETON, R. e CRAIG, H. Cosmogenic  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ , and  $^3\text{He}$  in olivine from Maui lavas. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 98, n. 3/4, p. 263-266, 1990.

- NISHIIZUMI, K.; KOHL, C. P.; ARNOLD, J. R.; KLEIN, J.; FINK, D. e MIDDLETON, R. Cosmic ray produced  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  in Antarctic rocks: exposure and erosion history. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 104, n. 2/4, p. 440-454, 1991.
- NISHIIZUMI, K.; KOHL, C. P.; ARNOLD, J. R.; WINTERER, E. L.; LAL, D.; KLEIN, J. e MIDDLETON, R. Cosmic ray production rates of  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  in quartz from glacially polished rocks. **Journal of Geophysical Research B - Solid Earth**, Washington (DC), v. 94, n. 12, p. 17.907-917.915, 1989
- NORTON, K. P.; VON BLANKENBURG, F.; SCHLUNEGGER, F.; SCHWAB, M. e KUBIK, P. W. Cosmogenic nuclide-based investigation of spatial erosion and hillslope channel coupling in the transient foreland of the Swiss Alps. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 95, p. 474-486, 2008.
- OHMORI, H. Morphotectonic evolution of Japan. In: SUMMERFIELD, M. A. (Ed.). **Geomorphology and Global Tectonics**. New York: John Wiley & Sons, 2000, p. 1178-1191.
- PALUMBO, L.; HETZEL, R.; TAO, M. e X, L. Topographic and lithologic control on catchment-wide denudation rates derived from cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  in two mountain ranges at the margin of NE Tibet. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 117, n. p. 130-142, 2009.
- PAZZAGLIA, F.; BRANDON, M. T. A fluvial record of long-term steady-state uplift and erosion across the Cascadia forearc high, western Washington State. **American Journal of Science**, New Haven, v. 301, p. 385-431, 2001.
- PAZZAGLIA, F. J. Landscape evolution models. **Development in Quaternary Science**, Amsterdam, v. 1, p. 247-274, 2003.
- PHILLIPS, J. D.; MCCORNACK, S.; DUAN, J.; RUSSO, J. P.; SCHUMACHER, A. M.; TRIPATHI, G. N.; BROCKMAN, R. B.; MAYS, A. B. e PULUGURTHA, S. Origin and interpretation of knickpoints in the Big South Fork River basin, Kentucky-Tennessee **Geomorphology**, Amsterdam, v. 114, n. p. 188-198, 2010.
- PINET, P.; SOURIAU, M. Continental erosion and large-scale relief. **Tectonics**, Washington (DC), v. 7, n. 3, p. 563-582, 1988.
- PORTENGA, E. W.; BIERMAN, P. R. Understanding Earth's eroding surface with  $^{10}\text{Be}$  **GSA Today**, Boulder, v. 21, n. 18, p. 4-10, 2011.
- PORTER, S. C.; AN, Z.; ZHENG, H. Cyclic quaternary alluviation and terracing in a non-glaciated drainage basin on the north flank of the Qinling Shan, central China **Quaternary Research**, Amsterdam, v. 38, p. 157-169, 1992.
- PRATT-SITLAULA, B.; BURBANK, D. W.; HEIMSATH, A. e OJHA, T. Landscape disequilibrium on 1000-10000 year scales Marsyandi River, Nepal, central Himalaya. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 58, p. 223-241, 2004.
- QUIGLEY, M.; SANDIFORD, M.; FIFIELD, K. L. e ALIMANOVIC, A. Bedrock erosion and relief production in the northern Flinders Ranges, Australia. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 32, p. 929-944, 2007.
- RAHN, P. H. The weathering of tombstones and its relationship to the topography of New England. **Journal of Geological Education**, Northfield, v. 19, n. p. 112-118, 1971.
- REINHARDT, L. J.; HOEY, T. B.; BARROWS, T. T.; DEMPSTER, T. J.; BISHOP, P. e FIFIELD, L. K. Interpreting erosion rates from cosmogenic radionuclide concentrations measured in rapidly eroding terrain **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 32, p. 390-406, 2007.
- RENEAU, S. L. Stream incision and terrace development in Frijoles Canyon, Bandelier National Monument, New Mexico, and the influence of lithology and climate. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 32, p. 171-193, 2000.

- RENEAU, S. L.; DIETRICH, W. E. Erosion rates in the southern Oregon Coast Range: evidence for an equilibrium between hillslope erosion and sediment yield. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 16, p. 307-322, 1991.
- RENEAU, S. L.; DIETRICH, W. E.; RUBIN, M.; DONAHUE, D. J. e JULL, J. T. Analysis of hillslope erosion rates using dated colluvial deposits. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 97, p. 45-63, 1989.
- REPKA, J. L.; ANDERSON, R. S. e FINKEL, R. C. Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, Utah. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 152, n. 1/4, p. 59-73, 1997.
- RIEBE, S. R.; KIRCHNER, J. W.; GRANGER, D. E. e FINKEL, R. C. Erosional equilibrium and disequilibrium in the Serra Nevada inferred from cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  in aluvial sediment. **Geology**, Boulder, v. 28, p. 803-806, 2000.
- RITTER, D. F.; KOCHEL, R. C. e MILLER, J. R. **Process Geomorphology**. 3<sup>th</sup> Ed. Dubuque: Wm. C. Brown, 1995. 544p.
- ROERING, J. J.; KIRCHNER, J. W. e DIETRICH, W. E. Evidence for nonlinear, difusive sediment transport on hillslopes and implications from landscape morphology. **Water Resources Research**, Washington, v. 35, n. 3, p. 853-870, 1999.
- RUXTON, B. P.; MCDUGALL, I. Denudation rates in northeast Papua from Potassium–Argon dating of lavas. **American Journal of Science**, New Haven, v. 265, p. 545-561, 1967.
- SAFRAN, E. B.; BIERMAN, P. R.; AALTO, R.; DUNNE, T.; WHIPPLE, K. X. e CAFFEE, M. W. Erosion rates driven by channel network incision in the Bolivian Andes. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 30, p. 1007–1024, 2005.
- SALGADO, A.; VARAJÃO, C.; COLIN, F.; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, A. F. D. C. e NALINI JR, H. A. Study of the erosion rates in upper Maracujá basin (Quadrilátero Ferrífero/ MG, Brazil) by the in situ produced cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  method. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 31, p. 905-911, 2007.
- SALGADO, A. A. R.; BRAUCHER, R.; COLIN, F.; NALINI JR, H. A.; VARAJAO, A. F. D. C. e VARAJAO, C. A. C. Denudation rates of the Quadrilatero Ferrifero (Minas Gerais, Brazil): Preliminary results from measurements of solute fluxes in rivers and in situ-produced cosmogenic  $^{10}\text{Be}$ . **Journal of Geochemical Exploration**, Amsterdam, v. 88, n. 1/3, p. 313-317, 2006.
- SALGADO, A. A. R.; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, A. C.; COLIN, F.; VARAJÃO, A. F. D. C. e NALINI JR, H. A. Relief evolution of the Quadrilatero Ferrifero (Minas Gerais, Brazil) by means of  $^{10}\text{Be}$  cosmogenic nuclei. **Zeitschrift für Geomorphologie NF**, Stuttgart, v. 52, p. 317-323, 2008.
- SAUNDERS, I.; YOUNG, A. Rates of surface processes on slopes, slope retreat and denudation. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 8, n. 5, p. 473-501, 1983.
- SCHAFER, J. M.; IVY-OCHS, S.; WIELER, R.; LEYA, I.; BAUR, H.; DENTON, G. H. e SCHLUCHTER, C. Cosmogenic noble gas studies in the oldest landscape on Earth: surface exposure ages of the dry valleys, Antartica. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 167, n. 3/4, p. 215-226, 1999.
- SCHALLER, M.; VON BLANCKENBURG, F.; HOVIUS, N. e KUBIK, P. W. Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. **Earth and Planetary Science Letters**, Chichester, v. 188, n. 3/4, p. 441-458, 2001.
- SCHALLER, M.; VON BLANCKENBURG, F.; HOVIUS, N.; VELDKAMP, A.; VAN DER BERG, M. W. e KUBIK, P. W. Paleo-erosion rates from cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  in a 1,3 Ma terrace sequence response of the river Meuse to changes in climate and rock uplift. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 112, p. 127-144, 2004.
- SCHLUNEGGER, F.; DETZNER, K. e OLSSON, D. The evolution towards steady state erosion in a soil-mantled drainage basin: semi-quantitative data from a transient landscape in the Swiss Alps. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 43, p. 55-76, 2002.

- SCHLUNEGGER, F.; SCHNEIDER, H. Relief-rejuvenation and topographic length scales in a fluvial drainage basin, Napf area, Central Switzerland. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 69, p. 102-117, 2005.
- SCHMIDT, K.-M.; MONTGOMERY, D. Limits to relief. **Science**, Washington (DC), v. 270, p. 617-620, 1995.
- SCHULZ, M. S.; WHITE, A. F. Chemical weathering in a tropical watershed, Luquillo Mountains, Puerto Rico III: Quartz dissolution rates. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 63, n. 3/4, p. 337-350, 1999.
- SCHUMM, S. A. Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. Morisawa, M. (Ed.). **Fluvial Geomorphology**. Binghamton: Geoge Allen & Unwin, 1973, p. 299-310. (The "Binghamton" Symposia In Geomorphology International Series, 4)
- \_\_\_\_\_. **The Fluvial System**. New York: John Wiley, 1977. 338p.
- SEIDL, M. A.; DIETRICH, W. E. e KIRCHNER, J. W. Longitudinal profile development into bedrock: an analysis of Hawaiian channels. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 102, p. 457-474, 1994.
- SEIDL, M. A.; FINKEL, R. C.; CAFFEE, M. W.; HUDSON, G. B. e DIETRICH, W. E. Cosmogenic isotope analyses applied to river longitudinal profile evolution: problems and interpretations. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chicago, v. 22, p. 195-209, 1997.
- SELBY, M. J. A rock-mass strength classification for geomorphological purposes: with test from Antarctica and New Zealand. **Zeitschrift für Geomorphologie NF**, Stuttgart, v. 24, p. 31-51, 1980.
- \_\_\_\_\_. Controls on the stability, and inclinations of hillslopes formed on hard rock **Earth Surface Process and Landforms**, Chichester, v. 7, p. 449-467, 1982.
- \_\_\_\_\_. **Hillslope Materials and Processes**. Oxford: Oxford University Press, 1993.
- SHILDGEN, T.; DETHIER, D. P.; BIERMAN, P. R. e CAFFEE, M. W. <sup>26</sup>Al and <sup>10</sup>Be dating of late pleistocene and holocene fill terraces: a record of fluvial deposition and incision, Colorado Front Range. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 27, p. 773-787, 2002.
- SHUSTER, D. L.; FARLEY, K. A. Diffusion kinetics of proton-induced Ne-21, He-3, and He-4 in quartz. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 69, p. 2349-2359, 2005.
- SIAME, L. L.; BRAUCHER, R. e BOURLÈS, D. L. Les nucléides cosmogéniques produit in-situ: de nouveaux outils en geomorphologie quantitative. **Bulletin de la Société Géologique de France**, Paris, v. 171, n. 4, p. 383-396, 2000.
- SILVA, C. M. T.; FONSECA, M. A. e COSTA, A. R. Geometria fractal dos veios de quartzo na Serra do Ouro Preto, flanco sudeste do anticlinal de Mariana, Quadrilátero Ferrífero, MG,. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 31, n. 3, p. 247-256, 1991.
- SKLAR, L.; DIETRICH, W. E. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. **Geology**, Boulder, v. 29, n. 12, p. 1087-1090, 2001.
- SMALL, E. E.; ANDERSON, R. S. Pleistocene relief production in Laramide mountain ranges, western United States. **Geology**, Boulder, v. 26, n. 2, p. 123-126, 1998.
- SMALL, E. E.; ANDERSON, R. S.; REPKA, J. L. e FINKEL, R. Erosion rates of alpine bedrock summit surfaces deduced from in situ <sup>10</sup>Be and <sup>26</sup>Al. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 150, n. 3/4, p. 413-425, 1997.
- SMITH, T. R.; BRETHERTON, F. P. Stability and the conservation of mass in drainage basin evolution. **Water Resources Research**, Washington (DC), v. 8, n. 11, p. 1506-1529, 1972.
- SNYDER, N. P.; WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. e MERRITS, D. J. Importance of stochastic distribution of floods and erosion thresholds in the bedrock incision problems **Journal of Geophysical Research B - Solid Earth**, Washington (DC), v. 108, n. 1, p. 1-15, 2003.

- SPARKS, B. W. **Rocks and Relief**. London: Longman, 1971. 404p.
- SPIER, C. A.; VASCONCELOS, P. M. e OLIVEIRA, S. M. B.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological constraints on the evolution of lateritic iron deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 234, p. 79-104, 2005.
- STEPHENSON, R. Flexural models of continental lithosphere based on long-term erosional decay of topography. **Geophysical Journal Royal Astronomical Society**, London, v. 77, n. p. 385-413, 1984.
- STOLAR, D. B.; WILLETT, S. D. e MONTGOMERY, D. R. Characterization of topographic steady state in Taiwan. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 261, p. 421-431, 2007.
- STONE, J. O. Air pressure and cosmogenic isotope production. **Journal of Geophysical Research B - Solid Earth**, Washington (DC), v. 105, p. 23753-23759, 2000.
- STRAHLER, A. N. Equilibrium theory of erosional slopes approached by distribution analysis - Part I. **American Journal of Science**, New Haven, v. 248, p. 973-696, 1950a.
- \_\_\_\_\_. Equilibrium theory of slopes approached by frequency distribution analysis - Part II. **American Journal of Science**, New Haven, v. 248, p. 800-814, 1950b.
- \_\_\_\_\_. Hypsometric (area-slope) analysis of erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 63, p. 1117-1142, 1952.
- SUMMERFIELD, M. **Global Geomorphology: An Introduction to the Study of Landforms**. Essex: Longman Group, 1991. 537p.
- SUMMERFIELD, M. A.; HULTON, N. J. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. **Journal of Geophysical Research B - Solid Earth**, Washington (DC), v. 99, n. 7, p. 13.871-813.883, 1994.
- THORNBURY, W. D. **Principles of Geomorphology**. 2<sup>nd</sup> Ed. New York: John Wiley & Sons, 1969. 594p.
- THORNES, J. B.; BRUNSDEN, D. **Geomorphology and Time**. New York: John Wiley & Sons, 1977. 208p.
- TRICART, J. Le modelé du Quadrilátero Ferrífero, sud de Belo Horizonte, Brésil. **Annales de Géographie**, Paris, v. 70, n. 379, p. 255-272, 1961.
- TRIMBLE, S. W. The fallacy of stream equilibrium in contemporary denudation studies. **American Journal of Science**, New Haven, v. 277, p. 876-887, 1977.
- \_\_\_\_\_. A sediment budget for a Coon Creek basin in the driftless area, Wisconsin, 1853-1977. **American Journal of Science**, New Haven, v. 283, p. 454-474, 1983.
- TUCKER, G. E.; BRAS, R. L. Hillslope Processes, drainage density, and landscape morphology. **Water Resources Research**, Washington (DC), v. 34, n. 10, p. 2751-2764, 1998.
- TUCKER, G. E.; SLINGERLAND, R. Predicting sediment flux from fold and thrust belts. **Basin Research**, Edingurgh, v. 8, p. 329-349, 1996.
- \_\_\_\_\_; \_\_\_\_\_. Drainage basins response to climate change. **Water Resources Research**, Washington (DC), v. 33, n. 8, p. 2031-2047, 1997.
- TUCKER, G. E.; SLINGERLAND, R. L. Erosional dynamics, flexural isotasy, and long-lived escarpments; a numerical modeling study. **Journal of Geophysical Research B - Solid Earth and Planets**, Washington (DC), v. 99, n. 6, p. 12,229-212,243, 1994.
- TUNIZ, C.; BIRD, J. R.; FINK, D. e HERZOG, G. F. **Accelerator Mass Spectrometry: Ultrasensitive Analysis for Global Science**. Boca Raton: CRC, 1998. 371p.
- TUREKIAN, K. K.; GRAUSTEIN, W. C. Natural radionuclides in the atmosphere. **Treatise on Geochemistry**, Amsterdam, v. 4, p. 261-279, 2003.

TWIDALE, C. R. **Structural Landforms: Joints, Faults, and Folded Strata**. Cambridge: Massachusetts Institute of Technology, 1971.

\_\_\_\_\_. Granitic Inselbergs: domed, block-strew, and castellated. **The Geographical Journal**, London, v. 147, n. 1, p. 54-71, 1981.

VAN DER WATEREN, F. M.; DUNAI, T. J. Late Neogene passive margin denudation history - cosmogenic isotope measurements from central Namib desert. **Global and Planetary Change**, Amsterdam, v. 30, p. 271-307, 2001.

VANACKER, V., VON BLANKENBURG, F., HEWAWASAN, T., KUBIK, P. W. Constraining landscape development of Sri Lankan escarpment with nuclides in the river sediment **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 253, p. 402-414, 2007.

VANCE, D.; BICKLE, M.; IVY-OCHS, S. e KUBIK, P. W. Erosion and exhumation in the Himalaya from cosmogenic isotope inventories of river sediments. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 206, n. 3/4, p. 273-288, 2003.

VARAJÃO, C. A. C. A questão da correlação das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 21, n. 2, p. 138-145, 1991.

VARAJÃO, C. A. C.; SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, A. F. D. C.; BRAUCHER, R.; COLIN, F. e NALINI JR, H. A. Estudo da evolução da paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão ( $^{10}\text{Be}$ ) e da pedogênese **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 33, p. 1409-1425, 2009.

VERMEESCH, P. CosmoCalc: An Excel add-in for cosmogenic nuclide calculations. **Geochemistry, Geophysics and Geosystems**, Washington (DC), v. 8, 2007.

VON BLANCKENBURG, F. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 237, n. 3/4, p. 462-479, 2005.

VON BLANCKENBURG, F.; HEWAWANSAM, T. e KUBIK, P. W. Cosmogenic nuclide evidence for low weathering and denudation in the wet tropical highlands of Sri Lanka **Journal of Geophysical Research - Earth Surface**, Washington (DC), v. 109, p. F03008, 2004.

WAKASA, S.; MATSUZAKI, H.; TANAKA, Y. e MATSUKURA, Y. Estimation of episodic exfoliation rates of rock sheets on a granite dome in Korea from cosmogenic nuclide analysis. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 31, p. 1246-1256, 2006.

WEISSEL, J. K.; SEIDL, M. A. Influence of rock strength properties on escarpment retreat across passive continental margins. **Geology**, Boulder, v. 25, n. 7, p. 631-634, 1997.

WHIPPLE, K. X. Fluvial landscape response time: How plausible is steady-state denudation? . **American Journal of Science**, New Haven, v. 301, p. 313-325, 2001.

WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. Dynamics of the stream power river incision model: implication for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. **Journal of Geophysical Research B - Solid Earth**, Washington (DC), v. 104, n. 8, p. 17661-17674, 1999.

WHITTAKER, A. C.; COWIE, P. A.; ATTAL, M.; TUCKER, G. E. e ROBERTS, G. P. Contrasting transient and steady-state rivers crossing active normal faults: new field observations from the Central Apennines, Italy. **Basin Research**, Edinburgh, v. 19, p. 529-556, 2007.

WILLETT, S. D. Orogeny and orography: the effects of erosion on structure of mountain belts. **Journal of Geophysical Research B - Solid Earth and Planets**, Washington (DC), v. 104, n. 12, p. 28957-28982, 1999.

WILLETT, S. D.; BRANDON, M. T. On steady states in mountain belts. **Geology**, Boulder, v. 30, p. 175-178, 2002.

WILLETT, S. D.; SLINGERLAND, R. e HOVIUS, N. Uplift, shortening, and steady state topography in active mountain belts. **American Journal of Science**, New Haven, v. 301, p. 455-485, 2001.

WILLGOOSE, G.; BRAS, R. L. e RODRIGUEZ-ITURBE, I. Results from a model of river basin evolution. **Earth Surface Processes and Landforms**, Chichester, v. 16, p. 237-254, 1991.

WILLGOOSE, G.; BRAS, R. L. e RODRIGUEZ-ITURBE, I. The relationship between catchment and hillslope properties: implications of a catchment evolution model. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 5, p. 21-37, 1992.

WOBUS, C. W.; CROSBY, B. T. e WHIPPLE, K. X. Hanging valleys in fluvial systems: controls on occurrence and implications for landscape evolution. **Journal of Geophysical Research**, Washington (DC), v. 111, p. F02017, p. 2006.

YOKOYAMA, Y.; REYSS, J.-L. e GUICHARD, F. Production of radionuclides by cosmic rays at mountain altitudes. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 36, p. 44-50, 1977.

YOUNG, A. Concepts of Equilibrium, Grade and Uniformity as Applied to Slopes. **The Geographical Journal**, London, v. 136, n. 4, p. 585-592, 1970.