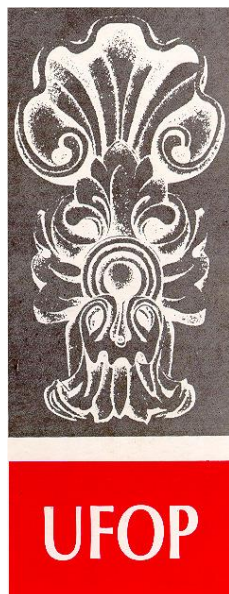


**MORFOPEDOGÊNESE DAS BORDAS DOS PLANALTOS  
ESCALONADOS DO SUDESTE MINEIRO**

---





## **FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**

*Reitor*

João Luiz Martins

*Vice-Reitor*

Antenor Rodrigues Barbosa Jr.

*Pró-Reitor de Pesquisa e Pós-Graduação*

André Barros Cota

### **ESCOLA DE MINAS**

*Diretor*

José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

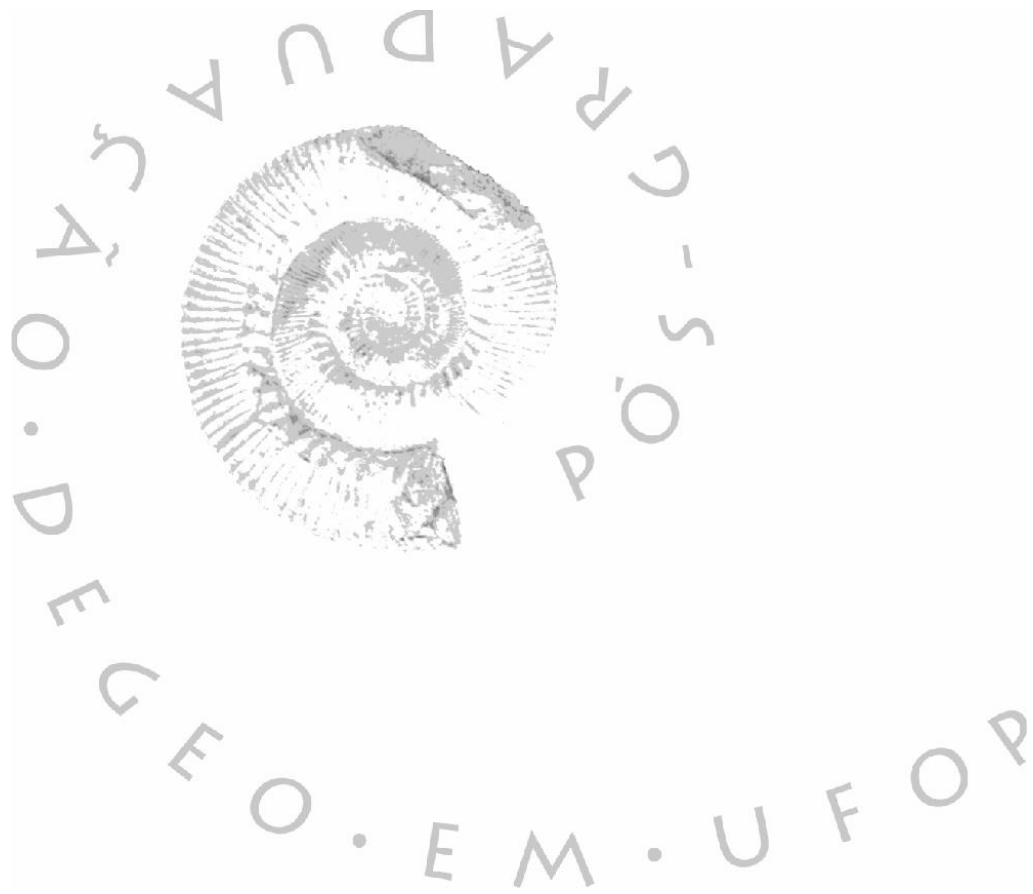
*Vice-Diretor*

Wilson Trigueiro de Souza

### **DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

*Chefe*

Issamu Endo



**CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA – VOL. 33**

**TESE DE DOUTORAMENTO**

**Nº 61**

**MORFOPEDOGÊNESE EM ESCARPAS DE BORDAS IN-TERPLANÁL-  
TICAS DO SUDESTE MINEIRO**

**Luis Felipe Soares Cherem**

*Orientadores*

César Augusto Chicarino Varajão (PPG-ECRN / UFOP)

Didier Bourlès (EDSE / AMU)

Tese desenvolvida em co-tutela apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial à obtenção do título de doutor em Ciências Naturais, área de concentração: Geologia Ambiental e Conservação de Recursos Naturais e apresentada também à *Ecole Doctorale en Sciences de l'Environnement* (ED251 – EDSE) da *Aix-Marseille Université*, em cotutela como requisito parcial à obtenção do título de *Docteur en Sciences de l'Environnement*

**OURO PRETO**

**2012**

---

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>

Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>

Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>

Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais

Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita

35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais

Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1605 e-mail: [pgrad@degeo.ufop.br](mailto:pgrad@degeo.ufop.br)

Os direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

C422m Cherem, Luis Felipe Soares.  
Morfo-pedogênese das bordas dos planaltos escalonados do sudeste mineiro [manuscrito] / Luis Felipe Soares Cherem. - 2012.  
103f.: il.: color; graf; tabs; mapas. (Contribuições as Ciências da Terra, Série D, v. 33 n. 61)

Orientador: Prof. Dr. Cesar Augusto Chicarino Varajão.  
Coorientador: Didier Bourles.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Evolução Crustal e Recursos Naturais.  
Área de Concentração: Geologia Ambiental e Conservação de Recursos Naturais.

1. Isótopos. 2. Morfogênese. 3. Geomorfologia - Pesquisa. 4. Solos - Manejo. I. Varajão, Cesar Augusto Chicarino. II. Bourles, Didier. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU: 631.48

Catálogo: [www.sisbin.ufop.br](http://www.sisbin.ufop.br)

# Folha de Aprovação

## TESE DE DOUTORAMENTO EM COTUTELA (UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO / UNIVERSITÉ PAUL CEZANNÉ



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
Universidade Federal De Ouro Preto  
Escola de Minas – Departamento de Geologia  
Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais



### ATA DA REUNIÃO DA BANCA EXAMINADORA DA TESE DE DOUTORADO

INTITULADA: "Morfo-pedogênese das Bordas dos Planaltos escalonados do Sudeste Mineiro."

APRESENTADA POR : LUÍS FELIPE SOARES CHEREM

AS 14:00 horas do dia 29 de outubro de 2012 no auditório do DEGeo/EM/UFOP deu-se início a defesa pública da tese acima referida pelo candidato ao grau de doutor. A apresentação durou 40 minutos, passando-se a seguir a avaliação pelos membros da banca examinadora assim relacionados durante o qual o candidato demonstrou domínio do tema e um nível compatível com a situação pretendida. A seguir em reunião privada a banca examinadora decidiu aprovar por unanimidade. De acordo com o cronograma único do Regulamento do PPGCRN, o candidato deverá apresentar ao presidente da banca no prazo de 30 dias, os documentos finais da tese com os ajustes solicitados pelos membros da banca examinadora para o recebimento do grau de doutor.

#### BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. César Augusto Chicarino Varajão \_\_\_\_\_

Prof. Dr. Paulo de Tarso Amorim Castro \_\_\_\_\_

Profª. Drª. Selma Simões Castro \_\_\_\_\_

Prof. Dr. Régis Braucher \_\_\_\_\_

Prof. Dr. Fabrice Colin \_\_\_\_\_

Ouro Preto, 29 de outubro de 2012





*Dedico o tempo despendido nesse estudo  
àqueles que, fascinados pelas Ciências da Terra,  
contribuíram, contribuem e contribuirão  
para o entendimento da superfície terrestre.*



## Agradecimentos

---

Agradeço ao Governo Federal da República Federativa do Brasil por ter financiado meus estudos em suas Universidades Federais ao longo dos últimos dez anos. Agradeço em especial ao CNPq e a CAPES pelas bolsas de doutorado que recebi nos últimos quatro anos, no país e no exterior. Agradeço, ainda, à FAPEMIG pelo financiamento da pesquisa resultado dessa tese. Agradeço ainda à República Francesa pelo acolhimento entre 2010 e 2011, quando desfrutei dos direitos de um cidadão francês.

Agradeço a meus pais, Paulo e Ana, por terem participado de minha vida em todos os momentos, enriquecendo minha passagem nesse mundo ao doarem tanto de seu amor, tempo e vitalidade em minha formação. Agradeço a minha esposa, Andressa, pelo amor, cumplicidade, companheirismo e resignação nesse momento tão intenso de minha vida. Agradeço a meu irmão, Matheus, pelo exemplo de força e vitalidade para viver a vida dignamente. Agradeço a todos meus parentes - co-sanguíneos ou não - por deixarem sempre um pouco de si em cada conversa e, em especial, a meu avô Adir e minhas avós Norma e Uneide, aos quais não tenho nem palavras para agradecer.

Agradeço ao prof. Antônio Magalhães Jr. pela amizade, confiança e lições da última década que me estimularam a seguir na docência e na academia. Agradeço ao prof. André Salgado também pela amizade e parceria dos últimos cinco anos que me permitiram alçar voos rumo ao doutorado. Agradeço também ao prof. Alfredo de Campos e a prof<sup>a</sup>. Selma Castro pelas inestimáveis contribuições nos manuscritos aqui apresentados e pela confiança depositada em mim no último ano. Agradeço a todos os professores com os quais aprendi um pouco mais sobre esse mundo. Agradeço ao prof. Régis Braucher pela atenção, paciência e ensinamentos durante minha estadia no CEREGE. Agradeço ainda ao Professor Didier Bourlés por ter sido um excelente anfitrião nesse mesmo centro de pesquisa, sendo meu diretor de tese, engrandecendo meus estudos e trabalhos.

De todos os professores, guardo um agradecimento especial aos professores César Varajão e Angélica Varajão, orientadores, companheiros e parceiros nessa empreitada estudantil, acadêmico-científica e profissional, sendo **os** responsáveis por me apresentarem a um mundo novo de incontáveis possibilidades. Agradeço-os ainda pela dedicação inestimável em tudo aquilo que se refira ao meu amadurecimento nesses últimos quatro anos: de manto de alteração a isótopos cosmogênicos, de cutãs a argissolo e de estudante a professor, ainda que verde.

Agradeço a todos meus “geoamigos” que deram cor aos últimos anos entre campos, laboratórios, cafés e gabinetes, em especial a Fernanda, a Simone, a Helen, a Letícia e ao Zanete e a todos os outros “geocolegas”. Agradeço a todos os técnicos que nunca negaram ajuda, tendo papel indispensável e inestimável nessa caminhada, em especial, à equipe DEGEO (Aparecida, Adriana, Aline, Celso, Cirílo, Paulo e Vânia) e à equipe CEREGE (Babette, George, Fred, Karim, Laetitia, Maurice e Isabelle).

Agradeço, sobretudo, a Deus.



## Resumo

---

O relevo sudeste do estado de Minas Gerais corresponde a uma sequência de planaltos escalonados drenados por quatro grandes bacias hidrográficas e formados após a fragmentação do Gondwana durante pulsos tectônicos cretáceos, terciários e quaternários. O Planalto Superior é drenado pelas bacias dos rios Grande e São Francisco, tendo cotas altimétricas médias ~ 1.000m, o Planalto Intermediário é drenado pela bacia do rio Doce, tendo cotas altimétricas médias ~ 800m, enquanto o Planalto Inferior é drenado pela bacia do rio Paraíba do Sul, tendo cotas altimétricas médias ~ 400m. Esses planaltos / grandes bacias são separados, na região, por degraus morfológicos (escarpas denudacionais), onde os Planaltos Inferior e Intermediário são separados pela Serra de São Geraldo (~ 450m de altura) e os Planaltos Intermediário e Superior são separados, a noroeste, pelo Degrau de Cristiano Otoni (~ 250m de altura) e, a sudoeste, pelo Degrau de Carandaí. Nesse trabalho, partimos da hipótese de que as bordas dos planaltos escalonados do sudeste mineiro são paisagens onde as grandes bacias hidrográficas dos planaltos mais baixos (que drenam a frente das escarpas) ganham área sobre as bacias de seus respectivos planaltos superiores (que drenam o reverso das escarpas) e, para testá-la, utilizamos diferentes métodos analíticos em duas das escarpas (regionalmente conhecidas por Serra de São Geraldo e Degrau de Cristiano Otoni). Os métodos aplicados são: (1) análise da denudação química medida em canais no exutório de bacias que drenam essas paisagens, (2) análise da denudação total medida na areia desses mesmos canais por meio da quantificação da concentração do isótopo cosmogênico  $^{10}\text{Be}$ , (3) análise morfológica das capturas fluviais localizadas nas escarpas, e (4) análise do manto de alteração por meio da análise mineralógica, micromorfológica, química e textural de perfis localizados nas bordas interplanálticas do sudeste de mineiro. A análise da denudação química demonstra que as taxas de denudação química das frentes das escarpas estão diretamente relacionadas à declividade média e ao relevo das bacias, variando entre 4,50 e 8,50  $\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$  para a frente da Serra de São Geraldo, entre 3,50 e 5,00  $\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$  para a frente do Degrau de Cristiano Otoni e entre 1,00 e 4,00  $\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ , respectivamente, para os reversos de ambos os degraus. A análise da denudação total de longo-termo demonstra a mesma relação direta entre as taxas de denudação e as características morfológicas das bacias analisadas, cujos valores variam entre  $14,44 \pm 0,19$  e  $23,07 \pm 0,19$   $\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$  para a frente da Serra de São Geraldo, entre  $12,64 \pm 0,09$  e  $17,01 \pm 0,10$   $\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$  para a frente do Degrau de Cristiano Otoni, entre  $9,42 \pm 0,03$  e  $19,30 \pm 0,13$   $\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$  para o reverso da Serra de São Geraldo e entre  $5,21 \pm 0,01$  e  $8,30 \pm 0,02$   $\text{m}\cdot\text{Ma}^{-1}$  para o reverso do Degrau de Cristiano Otoni. A análise das capturas fluviais demonstra que esse processo está em franca atividade no sudeste de Minas, que essas grandes capturas estão em diferentes estágios evolutivos e que esse processo inicia-se com a incisão da rede de drenagem e termina com o rebaixamento total da paisagem, ocasionando o recuo da frente da escarpa para o novo interflúvio regional criado após a captura. A análise dos perfis de solos demonstra que há o aumento do grau de intemperismo do Planalto Inferior para o Superior e que o Planalto Intermediário (drenado pelo rio Doce) que próximo ao reverso da Serra

de São Geraldo tem um grau de intemperismo maior do que aquele próximo ao Degrau de Cristiano Otoni. Assim, pode-se dizer que os resultados dessas análises convergem para um mesmo caminho e corroboram a hipótese testada, provando que, de fato, as escarpas têm recuado e os planaltos perdem ou ganham área. Esses resultados provam também que os terrenos imediatamente abaixo das escarpas são mais jovens que os imediatamente acima, sendo formados a partir da contínua incorporação dos terrenos dos reversos por meio da retração dessas escarpas e do rebaixamento das porções capturadas. Assim, acredita-se que o Planalto Superior seja o mais antigo, o Planalto Intermediário próximo à Serra de São Geraldo seja o segundo mais antigo e os Planaltos Intermediário próximo ao Degrau de Cristiano Otoni e Inferior sejam os mais jovens.

## Abstract

---

Topographic relief in southeastern Brazil consists of a sequence of stepped plateaus that formed after the fragmentation of Gondwana during the Cretaceous, Tertiary and Quaternary tectonic pulses and that are drained by four major river basins. The Upper Plateau is drained by the Grande and San Francisco river basins (~1,000 m), the Intermediate Plateau is drained by the Doce river basin (~ 800m), and while the Lower Plateau is drained by Paraíba do Sul river basin (~ 400m). These plateaus / major basins are, regionally, separated by morphological steps (denudational escarpments), where the Lower Plateau is separated from the Intermediate Plateau by the Serra de São Geraldo escarpment (~ 450m high) and Intermediate Plateau is separated from the Superior Plateau by Cristiano Otoni Step (~ 250m high), in northwest, and by the Carandaí Step, in southwest. In this research, we start from the assumption that the edges of the stepped plateaus are landscapes where the major river basins from the lower plateaus (which drain the front of the escarpment) gain area over the major river basins from their respective upper plateaus (which drain over the reverse of the escarpment). To test it, we apply different analytical methods in two of these escarpments (Serra de São Geraldo and Step of Cristiano Otoni). The applied methods are: (1) the analysis of the chemical denudation obtained from surface water that drain these landscapes, (2) the analysis of the total denudation in sand-size quartz sediments from the same channels by quantifying the cosmogenic isotope  $^{10}\text{Be}$  concentrations, (3) morphological analysis of the fluvial captures located in these landscapes, and (4) the analysis of in situ alteration from the mantle by considering the soil mineralogy, micromorphology, geochemistry and texture from profiles located along the studied inter-plateau borders (edges). The results show that the chemical denudation rates at the fronts of the escarpments are directly related to the average slope and relief of the respective catchment, ranging between 4.50 and 8.50  $\text{m.Ma}^{-1}$  for the front of the Serra de São Geraldo escarpment, between 3.50 and 5.00  $\text{m.Ma}^{-1}$  for the front of Cristiano Otoni escarpment and between 1.00 and 4.00  $\text{m.Ma}^{-1}$  for the reverse side of both steps. The analysis of long-term denudation rates shows the same direct relation to the morphology of the analyzed catchments, whose values range from  $14.44 \pm 0.19$  to  $23.07 \pm 0.19$   $\text{m.Ma}^{-1}$  for the front of the Serra de São Geraldo escarpment, between  $12.64 \pm 0.09$  and  $17.01 \pm 0.10$   $\text{m.Ma}^{-1}$  for the front of the Step of Cristiano Otoni escarpment, between  $9.42 \pm 0.03$  and  $19.30 \pm 0.13$   $\text{m.Ma}^{-1}$  for the reverse side of the Serra de São Geraldo and between  $5.21 \pm 0.01$  and  $8.30 \pm 0.02$   $\text{m.Ma}^{-1}$  for the reverse side of the Step of Cristiano Otoni. The analysis of the fluvial captures shows that this process is in full activity in the southeastern Minas, also that these major captures are at different stages and that this process ignition is the drainage incision, ending with the complete lowering of the landscape via downwearing, causing the retreat of the escarpment front to a new regional interfluvium created after the capture. The analysis of the soil profiles shows that there is an increase in the weathering degree from the Lower Plateau to the Upper Plateau, and that the Intermediate Plateau (drained by the river Doce) near the Serra de São Geraldo has a higher degree of weathering than next to the Step of Cristiano

Otoni. Thus, we conclude that the results of these analyzes converge to the same path and corroborate the tested hypothesis, proving that indeed the escarpments have retreated and the plateaus have been degraded. These results also prove that the terrains immediately below the escarpments are younger than those above, evolving through the coupling of escarpment retreat and the degradation of the captured terrains. Thus, we presume that the Superior Plateau is the oldest one, the Intermediate Plateau near the Serra de São Geraldo is the second oldest and the Intermediate Plateau near the Step of Cristiano Otoni and Inferior Plateau are the youngest.



## Resumé

---

La topographie du sud-est du Brésil est composée d'une succession de plateaux intercalés par des escarpements, dont la genèse a été établie auprès de la fragmentation du Gondwana grâce à des plaques tectoniques au cours du Crétacé, du Tertiaire et du Quaternaire. Ces plateaux sont drainés par quatre grands bassins versants : le Plateau Supérieur est drainé par les bassins des fleuves Grande et São Francisco (~ 1000 m), le Plateau Intermédiaire est drainé par le bassin du fleuve Doce (~ 800m), et le Plateau Inférieur est drainé par le fleuve Paraíba do Sul (~ 400m). Ces plateaux / grands bassins sont, au niveau régional, séparés par des escarpements érosifs (morphologiques), où le Plateau Inférieur est séparé du Plateau Intermédiaire par l'escarpement de Serra de São Geraldo (~ 450m) et le Plateau Intermédiaire est séparé du Plateau Supérieur par l'escarpement de Degrau de Cristiano Otoni (~ 250m), dans le nord-ouest, et par l'escarpement de Degrau de Carandaí, au sud-ouest.

Dans cette recherche, nous partons de l'hypothèse que les bords des plateaux étagés sont des paysages où les grands bassins versants des plateaux inférieurs (qui drainent l'escarpement) gagnent du terrain sur les grands bassins de leurs respectifs plateaux supérieurs (qui drainent le revers des escarpements). Pour tester cette hypothèse, nous appliquons différentes méthodes analytiques dans deux de ces escarpements (la Serra de São Geraldo et le Degrau de Cristiano Otoni). Les méthodes utilisées sont: (1) l'analyse de la dénudation chimique obtenue à partir de l'eau de surface qui draine ces paysages, (2) l'analyse de la dénudation totale dans les sédiments de quartz sableux provenant des mêmes canaux en quantifiant les concentrations de l'isotope cosmogénique  $^{10}\text{Be}$ , (3) l'analyse morphologique des captures fluviales situées dans ces paysages, et (4) l'analyse de l'altération in situ du manteau en tenant compte de la minéralogie des sols, la micromorphologie, la géochimie et la texture des profils étudiés situés au long de ces bords inter-plateaux.

L'analyse montre que les taux de dénudation chimique au front des escarpements sont directement liés à la pente moyenne et au relief moyen du respectif bassin versant, allant entre 4,50 et 8,50  $\text{m.Ma}^{-1}$  pour le front de la Serra de São Geraldo, entre 3,50 et 5,00  $\text{m.Ma}^{-1}$  pour le front de Cristiano Otoni et entre 1,00 et 4,00  $\text{m.Ma}^{-1}$  pour les revers de ces deux escarpements. Aussi, ces résultats montrent que les solides totalement dissous (TDS) des canaux fluviaux des revers des escarpements étudiés sont environ 10,00  $\text{mg.L}^{-1}$  et ils sont indépendants de la pente et du relief, tandis que les TDS des canaux des fronts de ces escarpements vont de 15,0 à 45  $\text{mg.L}^{-1}$  et ils ont de la corrélation positive avec la pente et le relief. Cela met en évidence que la

charge cationique des plateaux supérieurs est résiduels puisque son manteau d'altération est profond et bien développé, tandis que le manteau des fronts des escarpements est peu profond et il y a plus de minéraux primaires altérables.

L'analyse des taux de dénudation à long terme montre la même relation directe avec la morphologie des bassins versants analysés, dont les valeurs vont de  $14,44 \pm 0,19$  à  $23,07 \pm 0,19$  m.Ma<sup>-1</sup> pour le front de la Serra de São Geraldo, de  $12,64 \pm 0,09$  et  $17,01 \pm 0,10$  m.Ma<sup>-1</sup> pour le front du Degrau de Cristiano Otoni, de  $9,42 \pm 0,03$  et  $19,30 \pm 0,13$  m.Ma<sup>-1</sup> pour le revers de la Serra de São Geraldo et de  $5,21 \pm 0,01$  et  $8,30 \pm 0,02$  m.Ma<sup>-1</sup> pour le revers du Degrau de Cristiano Otoni. Toutes les samples sont corrélés positive et linéairement avec la pente et le relief, où chacun est représenté pour une seule équation. Ces escarpements sont, donc, contrôlés par des processus de dénudation de basse-intensité, occasionnés par un faible et continu soulèvement régional.

Nous avons étudié trois captures fluviales, nommées : la Capture de Villas Boas, entre les bassins versants des fleuves Paraibá do Sul et Doce ; la Capture de São Vicente de Paula, entre les bassins des fleuves Doce et São Francisco ; et la Capture de Carandaí, entre les bassins du Doce et du São Francisco. L'analyse de ces grandes captures fluviales démontre que ce processus est en pleine activité au sud-est de Minas, en plus elle montre que ces captures sont à des différents stades et que ce processus commence par l'incision de drainage et il se termine par l'abaissement complet du paysage via downwearing, provoquant le retrait du front de l'escarpement vers un nouvel interfluve régional créé après la capture. La Capture de Dom Silvério est en stade initial, où il n'y a que la capture du canal principal. La Capture de Carandaí est en stade intermédiaire, où il y a aussi l'incision du canal capture et ses affluents. La Capture de São Vicente de Paula est en stade final, où le relief du bassin versant capturé est en plein processus de dégradation et l'altitude moyenne est basse.

L'analyse des profils du sol montre qu'il y a une augmentation du degré d'altération du Plateau Inférieur vers le Plateau Supérieur, où le Plateau Intermédiaire (drainée par le Rio-Doce) près de la Serra de São Geraldo a un degré d'altération plus élevé que ceux près du Degrau de Cristiano Otoni. Cela démontre que les plateaux des revers des escarpements ont un degré d'altération plus haut que les plateaux vers où on draine de l'eau venante des fronts des escarpements. Les données chimique, minéralogique, textural et micromorphologique convergent vers le même résultat et montrent que le Plateau Inférieur a un caractère kaolinitique-micacé, le Plateau Intermédiaire a un caractère kaolinitique-oxydique et le Plateau Supérieur un caractère ferrallitique.

Ainsi, nous concluons que les résultats de ces analyses convergent vers le même chemin et corroborent l'hypothèse testée, ce qui prouve qu'en effet, les escarpements se sont retraités et les plateaux ont été dégradés, où les bassins supérieurs perdent surface pour ceux inférieurs. Ces résultats prouvent aussi que les terrains immédiatement au-dessous des escarpements sont plus jeunes que ceux au-dessus, dont l'évolution est à travers le couplage de retraite de l'escarpement et la dégradation des terrains saisis. Finalement, nous supposons que le Plateau Supérieur est le plus ancien, le Plateau Intermédiaire près de la Serra de São Geraldo est le deuxième plus ancien et le Plateau Intermédiaire près du Degrau de Cristiano Otoni et le Plateau Inférieur sont les plus jeunes.



## Lista de Figuras

---

Figura 1-1- Mapas de (A) contextualização no Brasil; (B) divisão das grandes bacias hidrográficas: 1- Rio Paraná, 2- Rio São Francisco, 3- Rio Doce, 4- Rio Paraíba do Sul; e (C) localização das escarpas estudadas sobrepostas ao mapa geológico (COMIG e CPRM, 2003).....	2
Figura 2-1- Modelo esquemático de escarpamento (Hugget, 2007). .....	9
Figura 2-2- Escarpa erosiva (superior); escarpa de falha (inferior à esquerda); escarpa morfológica (superior); Tipos de escarpamentos: Cuesta (inferior à direita). .....	10
Figura 2-3 - Evolução de escarpamento morfológico com manutenção da posição original do interflúvio (à esquerda) e retração da escarpa (à direita) (van der Beek <i>et al.</i> , 2002).....	11
Figura 2-4- Modelo teórico da morfodinâmica de capturas fluviais localizadas em escarpamentos (Prince <i>et al.</i> , 2010). .....	13
Figura 3-1- Localização das bacias selecionadas para amostragem: (a) Degrau de Cristiano Otoni; (b) Serra de São Geraldo.....	15
Figura 3-2 - Localização das capturas fluviais selecionadas para análise, sobreposta ao mapa geológico. Geologia adaptada de COMIG e CPRM (2003). .....	16
Figura 3-3 - Mapa de localização da área de estudo com locais de amostragem dos perfis de solo sobreposta ao mapa geológico.....	17
Figura 4-1: Mapas de (A) contextualização em Minas Gerais; (B) divisão das grandes bacias hidrográficas; e (C) localização das escarpas estudadas, destacando as bacias amostradas. ....	28
Figura 4-2: Perfis longitudinais: (a) Degrau de Cristiano Otoni; (b) Serra de São Geraldo; (c) Serra de São Geraldo com destaque a morro testemunho (exagero vertical de 5 vezes).....	29
Figura 4-3: Mapa de localização das bacias selecionadas para amostragem (A) e suas litoestruturas: (B) degrau de Cristiano Otoni; e (C) Serra de São Geraldo. ....	30
Figura 4-4: Diagramas Eh e pH das águas dos canais principais das bacias monitoras, agrupadas por compartimento de relevo para verão e inverno.....	31
Figura 4-5: Relação pH e TDS para verão e inverno. ....	32
Figura 4-6: Relação pH e concentração (Na+Ca+K+Mg) para verão e inverno. ....	33
Figura 4-7: Relação de TDS verão e TDS inverno. ....	33
Figura 4-8: Relação TDS e área das bacias para verão e inverno. ....	34

Figura 4-9: Relação TDS e relevo; TDS e declividade das bacias para verão e inverno. ....	35
Figura 4-10: Gráficos das taxas de denudação semestral dadas pelo tamanho das bacias hidrográficas amostradas para verão e inverno.....	36
Figura 4-11: Taxa de rebaixamento do relevo, calculada a partir dos elementos maiores e menores. ..	37
Figura 4-12 - (A) Location of the studied area in southeastern Brazil; (B) SRTM image depicting the relief of southeastern Brazil, including the major morphological features and river basins: (1) Paraná River, (2) São Francisco River, (3) Jequitinhonha River, (4) São Matheus River, (5) Doce River, (6) Paraíba do Sul River, (7) coastal rivers; (C) location of the denudational escarpments studied; (D) Geological map (modified from COMIG and CPRM, 2003).....	41
Figura 4-13 - Structural provinces of southeastern Brazil, showing the Doce River graben, the Paraíba do Sul River graben, main faults, major interfluves and studied escarpments. Major river basins numbered according to Figure 1. ....	42
Figura 4-14 - Three-dimensional view of the studied escarpments obtained from the ASTER database: (A) Cristiano Otoni Step and (B) São Geraldo Step (vertical exaggeration: 3.5 times). ....	43
Figura 4-15 - (A) Regional features on ASTER; sampled basins along the (B) Cristiano Otoni Step and (C) São Geraldo Step. Major river basins numbered according to Figure 1. ....	44
Figura 4-16 - Catchment-wide denudation rates of São Geraldo Step (left) and Cristiano Otoni Step (right). ....	49
Figura 4-17 - Long-term denudation rates plotted against catchment-wide morphologic parameters: (A) catchment mean relief; (B) catchment mean slope; (C) dry season stream power; (D) catchment area. (E) Catchment mean slope plotted against catchment area. ....	50
Figura 4-18 - Long-term denudation rates plotted against catchment-wide chemical parameters: (A) dry season TDS; (B) chemical denudation rate. ....	52
Figura 4-19 - Mapa geotectônico do sudeste do Brasil mostrando os limites entre as províncias tectônicas; os principais falhamentos cenozóicos e; os limites entre as principais bacias hidrográficas. ....	56
Figura 4-20 - Localização das escarpas estudadas. (1) Bacia do Rio Paraná, (2) Bacia do Rio São Francisco, (3) Bacia do Rio Doce e (4) Bacia do Rio Paraíba do Sul. ....	56
Figura 4-21 - Mapa geológico representando as capturas estudadas. Adaptado de COMIG e CPRM (2003). ....	57
Figura 4-22 - Representação do relevo (canto superior esquerdo), perspectiva tridimensional (canto superior direito) e perfil longitudinal (inferior) da captura de São Vicente de Paula entre as bacias do	

Rio São Francisco (alto planalto) e do Rio Doce (baixo planalto). Perfis longitudinais do canal capturado (vermelho), vale decapitado com canal desajustado (amarelo), canal captor (lilás). Escala vertical e horizontal em metros. Exagero vertical de 10 vezes.....	59
Figura 4-23 - Canal captor encachoeirado sobre o escarpamento (superior), drenagem encaixada 2,5 m na planície fluvial, em afluente esquerdo do canal capturado em Dom Silvério (canto inferior esquerdo) e vale seco ainda drenado no planalto superior (canto inferior direito). .....	60
Figura 4-24 - Representação do relevo (canto superior esquerdo), perspectiva tridimensional (canto superior direito) e perfil longitudinal (inferior) da captura de Carandaí entre as bacias do Rio Paraná (alto planalto) e do Rio Doce (baixo planalto). Perfis longitudinais do canal original (cinza), canal capturado (vermelho), canal desajustado com inversão de drenagem (verde), canal captor (lilás), vale decapitado com canal desajustado (amarelo) e volume de relevo removido desde o início da captura (preenchimento quadriculado vermelho). Escala vertical e horizontal em metros. Exagero vertical de 15 vezes. ....	61
Figura 4-25 - Vista do vale seco (linha amarela) com crista da escarpa no limite esquerdo da fotografia (superior) e vista dos canais captor (linha lilás), capturado (linha vermelha) e desajustado com inversão de drenagem (linha verde) (inferior). .....	62
Figura 4-26 -Representação do relevo (canto superior esquerdo), perspectiva tridimensional (canto superior direito) e perfil longitudinal (inferior) da captura de São Vicente de Paula entre as bacias do Rio São Francisco (alto planalto) e do Rio Doce (baixo planalto). Destaque (circulo preto) para vale em processo de captura em (A) e (B). Perfis longitudinais do canal original (cinza), canal capturado (vermelho), canal desajustado com inversão de drenagem (verde), canal captor (lilas), vale decapitado com canal desajustado (amarelo) e volume de relevo perdido desde o início da captura (preenchimento quadriculado vermelho). Escala vertical e horizontal em metros. Exagero vertical de 15 vezes. ....	63
Figura 4-27 - Vista da frente da escarpa (superior), sucessão de trechos de vale fluvial plano com canal sinuoso (linha tracejada em azul) e de vale declivoso com canal retilíneo (linha contínua em azul) (inferior esquerdo); contínua dissecação do relevo pelo canal capturado e consequente escalonamento dos depósitos colúviais e aluviais (linha tracejado em branco) (inferior direito). .....	64
Figura 4-28 - Mapa de localização da área de estudo com locais de amostragem dos perfis de solo (superior); Perfil esquemático representando o escalonamento do relevo (inferior). No mapa (B), (1): Bacia do Rio Paraná, (2): Bacia do Rio São Francisco, (3) Bacia do Rio Doce e (4) Bacia do Rio Paraíba do Sul. ....	70
Figura 4-29 - Difratogramas de raios X (Cu K $\alpha$ ) da fração argila < 2 $\mu$ m) em lâminas orientadas secas ao ar, dos horizontes B dos perfis representativos do PS, PITco, PIT sg e PIF. C: Caulinita; Gb: Gibbsita; Go: Goethita; H: Hematita; L: Ilita; V: Vermiculita. ....	72

Figura 4-30 - Fotomicrografias do horizonte B dos solos estudados: Planalto Inferior – Perfil SG (A) luz plana, (B) nicóis cruzados; Planalto Intermediário de São Geraldo – Perfil DM (C) luz plana, (D) nicóis cruzados; Planalto Intermediário de Cristiano Otoni – Perfil JL (E) luz plana, (F) nicóis cruzados; Planalto Superior – Perfil CO (G) luz plana, (H) nicóis cruzados. Com aumento em lente 2x. Q: quartzo, V: poro (void), ctn: cutans.....73

Figura 4-31 - Gráficos de correlação dos horizontes B dos perfis amostrados nas bordas dos planaltos escalonados: (A) relação  $Fe_3O_2 / SiO_2$  para todas amostras, (B) relação  $Al_3O_2 / SiO_2$  para todas amostras, (C) relação  $Fe_3O_2 / SiO_2$  para São Geraldo, (D) relação  $Al_3O_2 / SiO_2$  para São Geraldo, (E) relação  $Fe_3O_2 + Al_3O_2 / SiO_2$  para São Geraldo, (F) relação  $Fe_3O_2 + Al_3O_2 / SiO_2$  para todas as amostras, (G) relação  $Fe_3O_2 / SiO_2$  para Cristiano Otoni, (H) relação  $Al_3O_2 / SiO_2$  para Cristiano Otoni, (F) relação  $Fe_3O_2 + Al_3O_2 / SiO_2$  para Cristiano Otoni, (J) relação  $Al_3O_2 / PPC$  para todas as amostras, (K) relação  $Al_3O_2 / Fe_3O_2$  para todas as amostras. ....82



## Lista de Tabelas

---

Tabela 4-1 - Denudation rates of escarpments in granitic bedrock derived from <i>in situ</i> produced $^{10}\text{Be}$	
Tabela 4-2 - Cosmogenic nuclide ( $^{10}\text{Be}$ ) data and denudation rates .....	48
Tabela 4-3 - Análise química total dos perfis de solo estudados .....	77



# Sumário

---

<b>CAPÍTULO 1 CONSIDERAÇÕES GERAIS .....</b>	<b>1</b>
1.1 - Introdução .....	1
1.2 - Objetivos .....	3
1.3 - Contexto Geológico-Geomorfológico .....	4
1.4 - Apresentação do Problema.....	5
<b>CAPÍTULO 2 EVOLUÇÃO DO RELEVO EM ESCARPAMENTOS.....</b>	<b>9</b>
2.1 - Introdução .....	9
2.2 - Escarpamentos morfológicos, de falha e de contatos litológicos .....	10
2.3 - Evolução de cabeceiras de drenagem .....	12
2.4 - O papel das capturas fluviais na evolução de escarpamentos .....	13
<b>CAPÍTULO 3 MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>	<b>15</b>
3.1 - Introdução .....	15
3.2 - Análise Geomorfológica .....	15
3.2.1 - Definição das Bacias Amostradas .....	15
3.2.2 - Definição das Capturas Fluviais Analisadas .....	16
3.2.3 - Definição dos Perfis Amostrados .....	17
3.3 - Amostragem e Análises em Campo .....	17
3.3.1 - Água Fluvial .....	18
3.3.2 - Carga de Leito .....	19
3.3.3 - Capturas Fluvias .....	19
3.3.4 - Perfis de Alteração .....	19
3.4 - Análises Laboratoriais e Tratamento dos Dados .....	20
3.4.1 - Determinação e interpretação da taxa de denudação química .....	20
3.4.2 - Determinação e interpretação da taxa média de erosão via geocronologia do <sup>10</sup> Be .....	21
3.4.3 - Interpretação das capturas fluviais: Análise cartográfica e interpretação conjunta aos dados de campo .....	23
3.4.4 - Interpretação dos atributos do solo para entendimento dos processos pedogenéticos .....	23
<b>CAPÍTULO 4 RESULTADOS .....</b>	<b>25</b>
4.1 - Denudação química e rebaixamento do relevo em bordas interplanálticas com substrato granítico: dois exemplos no sudeste de Minas Gerais .....	25
4.1.1 - Resumo .....	25
4.1.2 - Abstract .....	26
4.1.3 - Introdução .....	26
4.1.4 - Áreas de Estudo .....	28
4.1.5 - Metodologia de Pesquisa .....	29
4.1.6 - Resultados e Discussões .....	31
4.1.7 - Considerações Finais .....	37
4.2 - Long-term evolution of denudational escarpments in Southeastern Brazil.....	39
4.2.1 - Abstract .....	39

4.2.2 - Introduction	39
4.2.3 - Regional Settings	42
4.2.4 - Material and Methods	44
4.2.5 - Results	47
4.2.6 - Discussion	49
4.2.7 - Conclusion	52
4.3 - O papel das capturas fluviais na evolução de bordas interplanálticas .....	53
4.3.1 - Resumo	53
4.3.2 - Abstract	53
4.3.3 - Introdução	54
4.3.4 - Área de estudo	55
4.3.5 - Metodologia	58
4.3.6 - Descrição Morfológica das Capturas Fluviais das Bordas Interplanálticas	58
4.3.7 - Os Diferentes Estágios Evolutivos das Capturas Fluviais Estudadas e Implicações na Morfodinâmica das Bordas Interplanálticas	64
4.3.8 - Considerações Finais	65
4.4 - Relações pedomorfológicas nas bordas dos planaltos escalonados do sudeste de Minas Gerais .....	67
4.4.1 - Resumo	67
4.4.2 - Introdução	67
4.4.3 - Caracterização da Área de Estudo	69
4.4.4 - Materiais e Método	70
4.4.5 - Macro e Micromorfologia dos Solos das Bordas dos Planaltos Escalonados	71
4.4.6 - Diferenças na pedogênese nos solos das borda dos planaltos escalonados	81
4.4.7 - Conclusões	83
<b>CAPÍTULO 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>85</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>87</b>

# CAPÍTULO 1

## CONSIDERAÇÕES GERAIS

---

### 1.1 - INTRODUÇÃO

O sudeste de Minas Gerais é drenado por quatro das grandes bacias hidrográficas brasileiras (Figura 1-1): bacia do São Francisco – representada pelos rios das Velhas e Paraopeba – bacia do rio Paraíba do Sul – representada pelo rio Pomba – bacia do rio Doce – representada pelos rios Piranga e Casca – e bacia do rio Paraná – representada pelo rio Grande. Nessa região, cada uma dessas grandes bacias tem, regionalmente, cotas altimétricas típicas. A bacia do Rio Paraíba do Sul tem dois níveis altimétricos, um a sudeste sudoeste entre 300 e 500m e outro a nordeste entre 700 e 850 m, a bacia do Rio Doce, entre 700 e 850 m, a bacia do Rio São Francisco, entre 900 e 1.000 m e a bacia do Rio Paraná, entre 900 e 1.150 m (Figura 1-1).

Os interflúvios dessas bacias correspondem a degraus no relevo, escarpamentos, que atingem centenas de metros (Figura 1-1). Entre as bacias dos rios Paraná e São Francisco, há um suave degrau no relevo com cerca de 200m de altura. Já o escarpamento que divide as bacias dos rios Paraná e São Francisco da bacia do Rio Doce tem altura média de 400m para o trecho entre as bacias dos rios Paraná e Doce e cerca de 250m para o trecho entre o São Francisco e o Doce. O escarpamento entre as bacias dos rios Paraná e Paraíba do Sul tem cerca de 300m de altura. O escarpamento que divide a bacia do rio Doce da bacia rio do Paraíba do Sul tem altura média de 400m.

Em geral, a morfodinâmica dos escarpamentos está associada à geologia (contatos litológicos ou falhas) ou à diferença no potencial erosivo ao longo do interflúvio de bacias hidrográficas (Huggett, 2007). Os escarpamentos dos sudeste de Minas Gerais, na maior parte dos casos, não estão associados á nenhuma estrutura geológica nem a contatos litológicos (Figura 1-1), o que sugere ser a diferença no potencial erosivo entre cabeceiras dessas bacias o fator controlador na morfodinâmica dessas escarpas.

Dos interflúvios entre as principais bacias que drenam o sudeste de Minas, foram selecionados os limites da bacia do rio Doce com o rio São Francisco e com o rio Paraíba do Sul (Figura 1-1). Essa escolha se deve ao fato desses escarpamentos serem limites entre os planaltos escalonados do sudeste de Minas Gerais. O escarpamento entre as bacias do Doce e Paraíba do Sul é denominado Serra de São Geraldo e tem 400m de altura e o escarpamento entre as bacias do São Francisco e o Doce é denominado Degrau de Cristiano Otoni, tendo 250m de altura.

Além de serem os interflúvios entre as grandes bacias hidrográficas, esses escarpamentos são o contato entre tipos de solos diferentes. O degrau de Cristiano Otoni divide latossolos vermelho-amarelo distróficos, a oeste, de latossolos vermelhos distróficos, a leste (Fernandes Filho, E. I. *et al.*, 2008). A Serra de São Geraldo divide os latossolos vermelho-amarelos a noroeste, de argissolos vermelhos amarelos distróficos a sudeste (Fernandes Filho *et al.*, 2008).

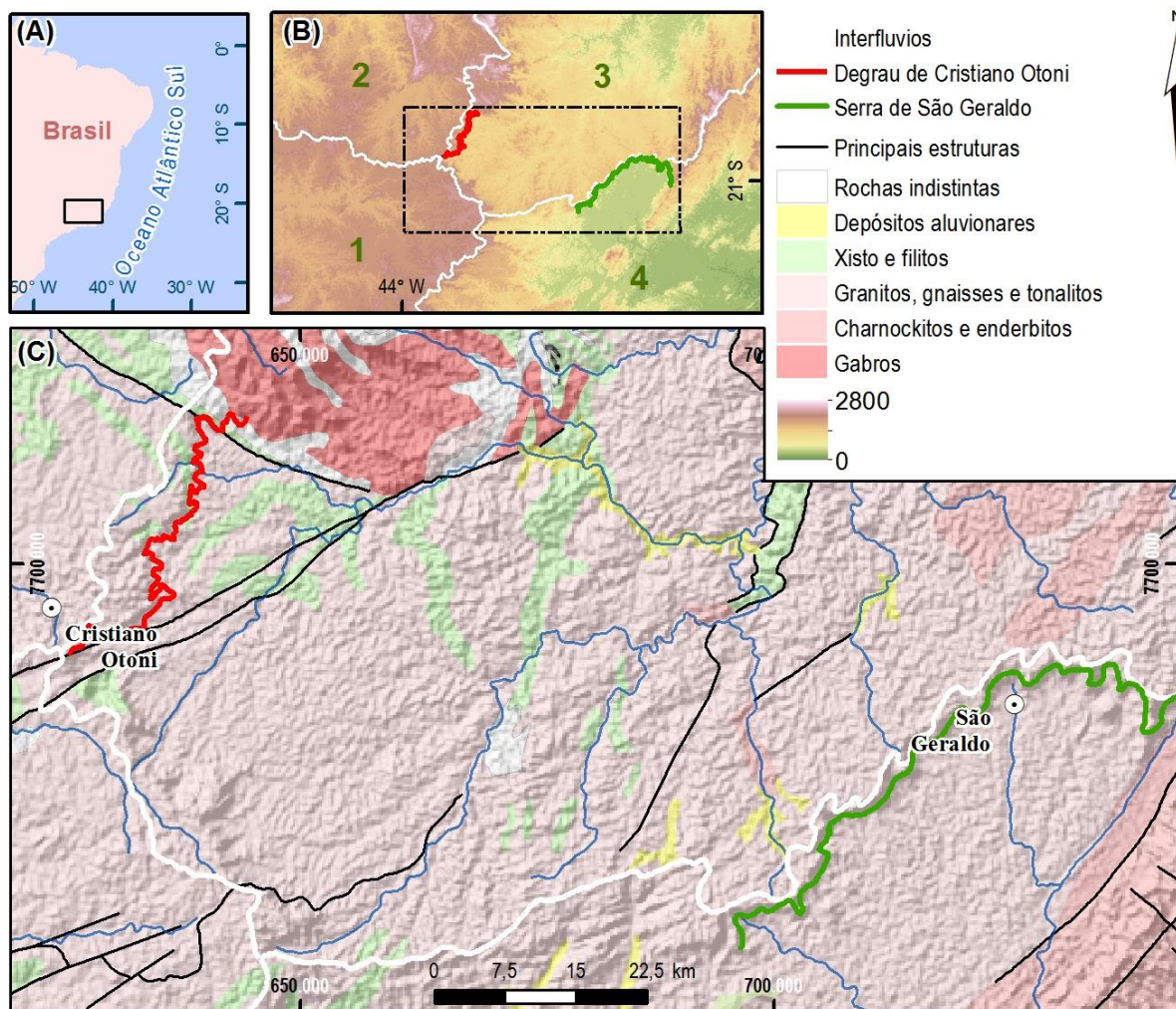


Figura 1-1- Mapas de (A) contextualização no Brasil; (B) divisão das grandes bacias hidrográficas: 1- Rio Paraná, 2- Rio São Francisco, 3- Rio Doce, 4- Rio Paraíba do Sul; e (C) localização das escarpas estudadas sobrepostas ao mapa geológico (COMIG e CPRM, 2003).

As diferenças morfológicas e pedológicas nas bordas interplanálticas sugerem a existência de correlação da retração dessas escarpas à produção de solo e à evolução do relevo. Essa integração entre os processos morfogênicos e pedogênicos demandam a aplicação de mais de uma metodologia de análise da paisagem (Heimsath *et al.*, 2000; Burke *et al.*, 2009; Varajão *et al.*, 2009). A aplicação dos isótopos cosmogênicos tem sido internacionalmente reconhecida em estudos que abordam a evolução do relevo (Hancock *et al.*, 1999; Chevillotte *et al.*, 2006; Gunnell *et al.*, 2007; Salgado *et al.*, 2007; Salgado *et al.*, 2008). Alguns estudos que utilizam esse método tratam especialmente da evolução de escarpas (Fleming *et al.*, 1999; Cockburn *et al.*, 2000; Persano *et al.*, 2002; Gunnell *et al.*, 2007; Wawrzyniec *et al.*, 2007).

O  $^{10}\text{Be}$  é o elemento entre os isótopos cosmogênicos com meia-vida mais longa (1,38 Ma), sendo facilmente quantificado em materiais que possuam quartzo em sua composição (Dunai, 2010). Esse método quantifica a concentração dos isótopos produzidos pela interação do quartzo com a radiação cósmica, sendo que a intensidade da radiação influencia a produção desses elementos no quartzo presente nas

rochas. Assim, é possível calcular a taxa de erosão que é fundamental em análises da dinâmica da paisagem e entendimento do intemperismo da crosta continental. Outra possibilidade de estudo da paisagem é quantificar a perda e ganho de massa em perfis de alteração, analisando os minerais presentes no solo e comparando-os aos valores dos minerais da rocha matriz (Anderson *et al.*, 2002; Burke *et al.*, 2009). A aplicação da taxa de denudação química também permite analisar a evolução da paisagem em degraus morfológicos (bordas de planaltos), orientando, assim, interpretações a cerca dos processos erosivos calculados pela taxa média de erosão de longo termo. A associação dessas técnicas permite o entendimento da evolução das escarpas, considerando a diferença dos processos pedogenéticos em ambos os lados e, portanto, permite o entendimento da disputa entre as cabeceiras das duas bacias hidrográficas ao longo de seu divisor.

Nesses estudos, os procedimentos aplicados são: a interpretação de perfis de alteração, as taxas de denudação química e as taxas média de erosão de longo-termo (calculadas a partir de isótopos cosmogênicos). Nesse contexto, insere-se essa pesquisa que investiga a evolução dos degraus morfológicos existentes nos divisores de águas das bacias hidrográficas dos rios São Francisco/Doce/Paraíba do Sul e analisa suas implicações pedogenéticas e morfológicas. Conseqüentemente, é avaliado o processo de ganho e perda de área de drenagem nessa área de cabeceiras entre três das grandes bacias hidrográficas do país e suas implicações na morfodinâmica dos escarpamentos no sudeste do Brasil.

## 1.2 - OBJETIVOS

O objetivo geral visa compreender a dinâmica das bordas interplanálticas em degraus morfológicos que resultam da denudação sobre rochas granitóides nos divisores de água entre as bacias dos rios Paraíba do Sul, Doce e São Francisco, analisando suas implicações morfogênicas e pedogenéticas.

Os objetivos específicos consistem em:

- i. Calcular as taxas de denudação geoquímica a partir das perdas de íons através de resultados de exames de composição físico-química das águas no exutório de bacias que drenam a área investigada.
- ii. Com base na análise no  $^{10}\text{Be}$  cosmogênico produzido *in situ*, mensurar as taxas de erosão da Serra de São Geraldo em suas faces S-SE e N-NW, que correspondem, respectivamente as bacias do rio Paraíba do Sul e rio Doce;
- iii. Com base na análise no  $^{10}\text{Be}$  cosmogênico produzido *in situ*, mensurar as taxas de erosão do degrau de Cristiano Otoni, que correspondem às bacias do rio Doce e rio São Francisco;
- iv. Entender os processos pedogenéticos atuantes nos perfis de alteração da área de estudo, caracterizando-os e avaliando a intensidade da alteração supergênica (transformações mineralógicas). É relevante o fato de que estes perfis englobarão desde a rocha até o horizonte A;
- v. Entender o papel das capturas fluviais na dinâmica dessas paisagens.

- vi. Entender a dinâmica de (perda e ganho de área) entre essas três grandes bacias hidrográficas do Atlântico Leste Brasileiro.

### 1.3 - CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO

A região da Serra de São Geraldo e do Degrau de Cristiano Otoni insere-se na Província Estrutural Mantiqueira, (Almeida *et al.*, 1981), que é formada por uma série de fragmentos crustais de idades e evoluções tectônicas diferentes (Figura 1-1). Essas escarpas localizam-se no contato entre as Faixas Araçuaí e Ribeira Setentrional (Tupinambá *et al.*, 2007), ao longo do paralelo 21°, associadas um Sistema Orogênico Riáciano (2,20 – 2,05Ga.), denominado Cinturão Mineiro, retrabalhado no evento Brasileiro (650 – 580Ma). A região do Degrau de Cristiano Otoni localiza-se sobre substrato composto de granitóides riácianos da Suíte Alto Maranhão (tonalitos a granitos calcialcalinos metaluminoso), apresentando fragmentos de rochas neo-arqueanas do Grupo Nova Lima indiviso, associadas ao orógeno Rio das Velhas (Jequié) (Delgado *et al.*, 2003). A Serra de São Geraldo localiza-se 100km a leste do Degrau de Cristiano Otoni, onde predominam ortognáisses e TTG do Complexo Piedade (2,20Ga.), gnaisses enderbíticos do Complexo Juiz de Fora (2,22Ga.) e uma suíte biotita-granito (Delgado *et al.*, 2003).

Geomorfologicamente, a região de Cristiano Otoni, representada na porção NW do mapa da Figura 1-1, é formada por três compartimentos morfoesculturais principais: (i) as terras da bacia do Rio São Francisco (Planaltos de Sul de Minas), (ii) as terras da bacia do alto Rio Doce (Planaltos de Leste de Minas) e (iii) o degrau de Cristiano Otoni (morfologia de contato entre os planaltos). As terras do São Francisco correspondem a um domínio colinoso (mares de morros), composto por colinas pouco dissecadas, com vertentes convexas e topos arredondados ou alongados e com sedimentação de colúvios e alúvios, havendo predomínio de amplitudes topográficas inferiores a 100m e gradientes suaves (RADAM, 1983). Nessa porção, apresentam-se Cambissolos háplicos distróficos com ocorrência pontual de Argissolos vermelho-amarelos também distróficos (UFV *et al.*, 2010). As terras do Alto Doce correspondem ao domínio de colinas dissecadas, com vertentes côncavo-convexas e topos aguçados ou alinhados e intensa sedimentação nos vales dos canais principais, havendo predomínio de amplitudes topográficas entre 100 e 150 metros e gradientes médios (RADAM, 1983). Nesse domínio, apresentam-se Latossolos vermelho-amarelos, associados à Latossolos vermelhos e Plintossolos (UFV *et al.*, 2010).

O degrau de Cristiano Otoni é composto por colinas muito dissecadas, com vertentes côncavo-convexas e topos alongados, havendo predomínio de amplitudes topográficas superiores a 250 metros e gradientes médios a elevados, sendo os topos de morros de mesma cota altimétrica que os topos das terras da bacia do São Francisco. Esse domínio corresponde ao domínio das terras altas dissecadas e predominam os Latossolos vermelho-amarelos (UFV *et al.*, 2010).

A Serra de São Geraldo, representada na porção E do mapa da Figura 1-1, é também composta por três compartimentos morfoesculturais principais (IBGE, 1993): (i) as terras da bacia do Rio Doce – (Planaltos do Leste de Minas), (ii) as terras da bacia do Rio Paraíba do Sul (Depressão Escalonada dos Rios Pomba



e Muriaé) e (iii) a escarpa da Serra de São Geraldo (morfologia de contato). As terras do Doce correspondem a um relevo de colinas dissecadas, com vertentes côncavo-convexas e topos alongados, havendo o predomínio de amplitudes topográficas entre 100 e 150m, gradientes médios a elevados e depósitos aluviais que indicam capturas fluviais (RADAM, 1983). **Nessa porção, observa-se a associação de Latossolos vermelho-amarelos distróficos e distroféricos a Latossolos vermelhos distróficos e, pontualmente, a Argissolos vermelhos (EMBRAPA e IBGE, 2001).**

As terras do Paraíba do Sul correspondem a um relevo de colinas pouco dissecadas, com vertentes côncavo convexas e topos arredondados com ocorrência de topos alongados associados à foliação dos ortognáisses, havendo o predomínio de amplitudes topográficas inferiores a 100m e gradientes médios ou suaves, associados ao Complexo Juiz de Fora. Nessa porção, observam-se Argissolos vermelho-amarelos, Argissolos vermelhos e depósitos aluviais cenozóicos (EMBRAPA e IBGE, 2001). O terceiro compartimento corresponde à uma escarpa recoberta por Neossolo litólico e tendo amplitude topográfica entre 350 e 550m (RADAM, 1983). A área situa-se em região de clima tropical semi-úmido.

Essas paisagens estão inseridas em um contexto de interior de placas tectônicas (Placa Sulamericana) e estando ativa pelas tensões intraplaca (dinâmica de movimentação de blocos) nas áreas de discontinuidades crustais (reativação de falhas e fraturas pré-cenozoicas) (Saadi, 1993). A estrutura mais abrangente da neotectônica que afeta o território brasileiro é o Lineamento Transbrasiliano, de rumo N45E, que divide o país em dois contextos geomorfológicos distintos (Saadi, 1991): a porção ocidental, sob processo de subsidência, e a porção oriental, sob soerguimento. O soerguimento da porção oriental teria se configurado a partir de pulsos que reativaram as geossuturas e lineamentos durante o Cenozóico (Saadi *et al.*, 2005).

#### **1.4 - APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA**

A evolução da paisagem é explicada por meio de modelos teóricos, os quais, nas últimas décadas, têm sido reestruturados e aprimorados a partir da mensuração das taxas denudacionais, obtidas por análises geoquímicas, geocronológicas e termocronológicas. Os modelos teóricos seguem duas linhas evolutivas distintas, conforme apresenta Valadão (1998): (i) modelos fundados primordialmente em processos mecânicos; (ii) modelos fundados em processos químicos. Em um quadro anterior, essa distinção era mais clara e dicotômica, entretanto, estudos recentes têm contribuído na integração dos modelos na medida em que consideram a alteração química e física dos minerais que compõem as rochas e os solos, além de considerar as alternâncias climáticas desde o Mesozóico. Assim, os processos agradacionais e degradacionais são entendidos e estudados integralmente, considerando os agentes denudacionais físicos, químicos e, em alguns casos, biológicos (Büdel, 1982; Thomas, 1994; Heimsath *et al.*; Anderson *et al.*, 2002). Os estudos desenvolvidos nesse contexto integrativo são realizados no cenário internacional envolvendo diversas escolas de geomorfologia, enquanto, na literatura nacional, esses trabalhos são menos comuns (Valadão, 1998; Moreira, 2008; Salgado *et al.*, 2008).

A análise morfodinâmica da paisagem pode ser conduzida usando diversas técnicas, que subentendem a definição clara da escala da análise e do objeto de estudo. Estudos que focam grandes unidades de relevo – ao exemplo de cinturões orogênicos e bacias sedimentares cenozóicas – consideram aspectos morfoestruturais, os quais condicionam a morfologia em maior escala espaço-temporal (regiões onde predominam fatores de controle endógeno, denominadas de “mega” e “macro”). Já os complexos serranos, grandes planaltos (Planalto Sanfranciscano) ou regiões deprimidas (Pantanal) consideram aspectos morfoesculturais condicionados pela tectônica, sendo sua morfologia condicionada intensamente por mecanismos exógenos. Essas feições são enquadradas como “meso” unidades. As unidades denominadas “micro” são quase unicamente regidas por processos exogênicos. Para cada uma dessas escalas espaciais é associada uma escala temporal: década a século (micro escala), milênios (meso escala) e de milhares a milhões de anos (macro e mega escala) (Summerfield, 1991; Goudie, 2004; Huggett, 2007). O objeto de estudo engendra, portanto, a escala de análise espacial e, conseqüentemente, determina os processos, os atributos focados e, por conseguinte, os métodos de análise, os procedimentos metodológicos empregados para qualificá-los e quantificá-los (Cristofolletti, 1999).

Esse estudo foca os degraus morfológicos (bordas interplanálticas) que podem ocorrer no divisor de águas entre grandes bacias hidrográficas. As escarpas são feições de elevada declividade que apresentam, comumente, uma direção preferencial de suas vertentes, sendo originadas por processos tectônicos (escarpa de falha), processos de erosão diferencial sobre diferentes substratos litológicos (borda de *cuestas* e de chapadas) e erosão diferencial em limites de grandes bacias hidrográficas (degraus morfológicos). A retração de uma escarpa depende dos processos erosivos e do clima que predominam, os quais geram morfologias características. As taxas que esses processos acontecem regem o balanço entre o recuo lateral e o rebaixamento horizontal (Goudie, 2004).

No que concernem os estudos de evolução de escarpas, as pesquisas desenvolvidas em âmbito internacional estudam bordas continentais passivas, comparando o recuo lateral e o rebaixamento de escarpas morfológicas ou estruturais que podem ocorrer no divisor de águas entre grandes bacias hidrográficas. As técnicas mais utilizadas são a análise de perfis de intemperismo, a datação de sedimentos (a termoluminescência e isótopos estáveis –  $^{16}\text{C}/^{18}\text{C}$ ), a determinação do intemperismo geoquímico (elementos maiores e menores transportados pela água dos rios), a mensuração da taxa de denudação (isótopos cosmogênicos) e a modelagem matemática (Ollier, 1982; Pain, 1986; Fleming *et al.*, 1999; Heimsath *et al.*, 2000; Matmon *et al.*, 2002; Moreira, 2008; Burke *et al.*, 2009).

A evolução geoquímica do perfil de alteração (solo) e o intemperismo químico (denudação geoquímica) fornecem resultados importantes sobre a denudação geoquímica em regiões de escarpas, especialmente por permitir análises de menores escalas espaciais e temporais, ao detalhar as respostas das paisagens ao processo de retração de escarpas. Heimsath *et al.* (2000) apresentam um modelo de evolução de

escarpas em que diferentes taxas de perda geoquímica em um mesmo perfil de alteração são determinantes no rebaixamento e recuo lateral da escarpa. Esses processos apresentam diferenciação devido ao comportamento distinto no topo e na base do manto de alteração (Nahon, 2003), sendo condicionado pela variação climática ou por pulsos tectônicos (Chevillotte *et al.*, 2006).

A aplicação de técnicas de mensuração das taxas médias de denudação (isótopos cosmogênicos), das taxas de denudação geoquímica (perda de elementos do manto de alteração dissolvidos nas águas fluviiais) e dos processos pedogenéticos (análise dos solos) permite que a erosão diferencial entre as frentes e reversos das escarpas seja quantificada em sua totalidade, integrando os processos degradacionais e agradacionais que regem a evolução da paisagem (Varajão *et al.*, 2009).

Essas técnicas são aplicadas integrada ou isoladamente, permitindo quantificar os processos os quais agem sobre as escarpas e entender a perda geoquímica de minerais (Ollier, 1982; Seidl *et al.*, 1996; Weissel *et al.*, 1997; Perath *et al.*, 1998; Fleming *et al.*, 1999; Cockburn *et al.*, 2000; Heimsath *et al.*, 2000; Snyder *et al.*, 2000; Matmon *et al.*, 2002; Persano *et al.*, 2002; Moore *et al.*, 2006; Gunnell *et al.*, 2007; Wawrzyniec *et al.*, 2007; Lane *et al.*, 2008). As pesquisas desenvolvidas sobre a evolução de escarpas na literatura nacional tratam, em geral, da Serra do Mar (Salgado *et al.*, 2007; Moreira, 2008), embora existam outros estudos desenvolvidos também para essa serra que não quantificam os processos (Oliveira *et al.*, 2007).

Nesse contexto, o estudo de degraus morfológicos que dividem grandes bacias hidrográficas e localizam-se sobre substrato lito-estrutural homogêneo tem significativo interesse geomorfológico, dada a sua morfodinâmica singular. Isso se deve à intensidade dos processos denudacionais que correm nas cabeceiras de cada uma das bacias que compõem um degrau ser condicionada preponderantemente pela diferença no potencial erosivo. Além desse fato, a diferença do manto de alteração de ambos os lados dos degraus morfológicos entre o planalto superior e o planalto inferior indica diferentes intensidades nos processos pedogênicos e morfogênicos dos planaltos. O entendimento dessa dinâmica será realizado com base em técnicas geoquímicas e geocronológicas.



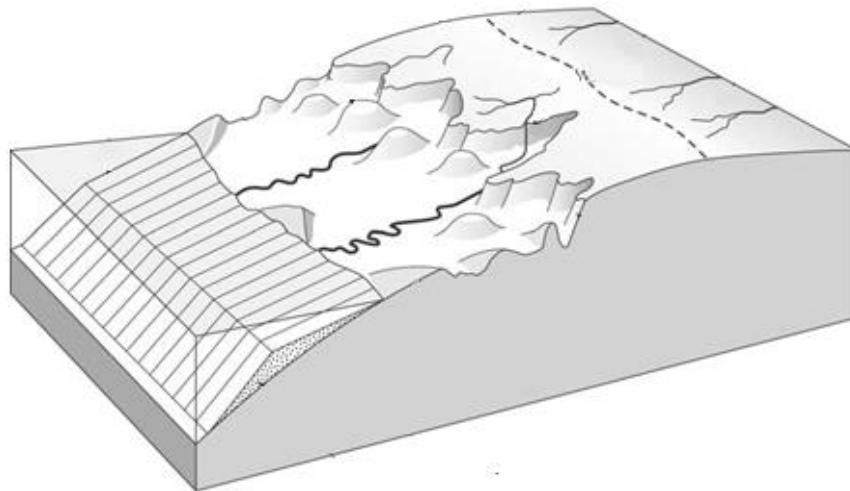
## CAPÍTULO 2

### EVOLUÇÃO DO RELEVO EM ESCARPAMENTOS

---

#### 2.1 - INTRODUÇÃO

Os escarpamentos são degraus no relevo com centenas de metros de altura e de elevada declividade que dividem terras altas (reverso da escarpa) de terras baixas. Esses escarpamentos são geralmente compostos por uma frente de escarpa, cristas alinhadas, capturas fluviais e morros residuais (Figura 2-1) (Summerfield, 1991; Goudie, 2004; Huggett, 2007).



**Figura 2-1- Modelo esquemático de escarpamento (Huggett, 2007).**

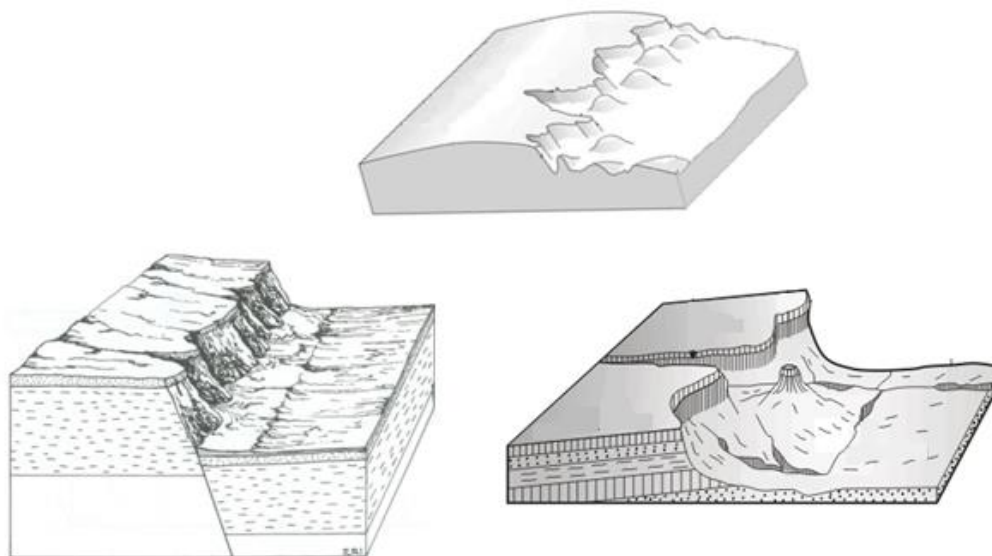
A frente da escarpa corresponde às porções onde há a ruptura do relevo (Figura 2-1), com declividade elevada e a rede de drenagem corresponde a cabeceiras de drenagem (canais de primeira ordem) alinhadas. Sua morfogênese é associada à incisão dos canais fluviais, a movimentos de massa nas encostas e a erosão nas cabeceiras de drenagem que correspondem à crista da escarpa (Montgomery *et al.*, 1989; Monaghan *et al.*, 1992; Montgomery *et al.*, 1994; Heimsath *et al.*, 1999; Heimsath *et al.*, 2000; Anderson *et al.*, 2002; Vanacker *et al.*, 2007). Em geral, a crista da escarpa corresponde ao interflúvio entre cabeceiras de drenagem com direções opostas, cujas cabeceiras que drenam a frente da escarpa tem maior potencial de erosão (Dietrich *et al.*, 1993; Moore *et al.*, 2006).

As cristas alinhadas correspondem a uma sequência de morros alinhados entre si e perpendiculares à crista da escarpa, cuja altitude dos topos é máxima próxima a crista da escarpa e decresce rumo às terras baixas (Figura 2-1). Sua morfogênese é associada à incisão de duas drenagens paralelas, cujo rebaixamento progressivo do relevo individualiza e isola esses morros (Huggett, 2007). Os morros residuais são, por sua vez, morros elevados localizados nas terras baixas, cujo topo tem altitude similar a altitude das terras altas (Figura 2-1). Sua gênese é semelhante àquela das cristas alinhadas, embora não haja individualização de morros (Huggett, 2007).

As capturas fluviais são porções das terras altas cuja drenagem é obliterada por um canal que drena a escarpa e passam a verter rumo às terras baixas (Figura 2-1). O canal responsável pela captura passa de uma cabeceira de drenagem a uma cachoeira, que dirige a incisão mais intensa na drenagem capturada e a dissecação do relevo, onde os depósitos fluviais são abandonados e assimilados à dinâmica de vertente (Oliveira *et al.*, 2007; Mikesell *et al.*, 2010; Oliveira, 2010; Prince *et al.*, 2011).

## 2.2 - ESCARPAMENTOS MORFOLÓGICOS, DE FALHA E DE CONTATOS LITOLÓGICOS

Os escarpamentos têm mesmo quadro geomorfológico geral (Huggett, 2007), entretanto, podem ser originárias de situações diferentes e geridas por diferentes mecanismos durante sua evolução. Em geral, os escarpamentos podem ser classificados em morfológicos, com gênese fundada em processos erosivos com diferente intensidade ao longo de um interflúvio; de falha, originários a partir de rifteamento; ou de contato litológico (*cuestas*), cuja gênese se deve a diferença na resistência à erosão de rochas sedimentares com mergulho suave rumo ao reverso da escarpa (terras altas) (Figura 2-2). As *cuestas* são escarpas geradas nas bordas das bacias sedimentares continentais geradas a partir de soerguimento (Figura 2-2) e não são aqui detalhadas por não serem escarpas típicas do território mineiro.

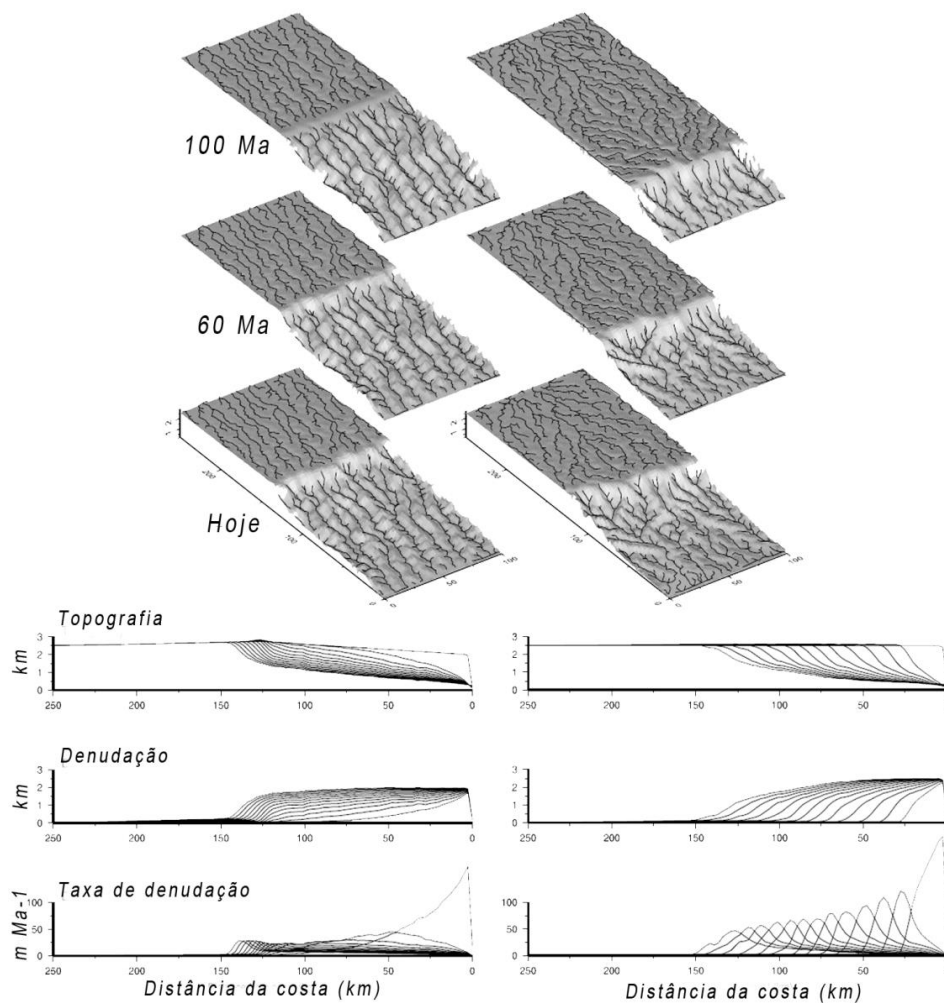


**Figura 2-2- Escarpa erosiva (superior); escarpa de falha (inferior à esquerda); escarpa morfológica (superior); Tipos de escarpamentos: Cuesta (inferior à direita).**

Os escarpamentos de falha, em geral, são associados a ambientes distensivos host/graben, onde a divergência de placas continentais termina, ou por abrir um Oceano, ou por formar uma bacia sedimentar continental. Esses escarpamentos são internacionalmente conhecidos por escarpamentos de margem continental passiva (*divergent continental margin escarpment*, ou *DCM escarpment*). Como exemplo podem ser citados, a Serra do Mar (Hackspacher *et al.*, 2004), a Serra da Mantiqueira (Hiruma *et al.*, 2010), o Escarpamento de Drakensberg no sudoeste africano (van der Beek *et al.*, 2002), o escarpamento da Namíbia no sudeste africano (Cockburn *et al.*, 1999) e o Grande Escarpamento no sul australiano

(Heimsath *et al.*, 2006). Esses escarpamentos recuaram de suas posições originais e, alguns se deslocam algumas centenas de quilômetros de distância de sua posição original (Matmon *et al.*, 2002), cujo nome dado é escarpas de linha de falha (Cassetti, 2008).

As escarpas morfológicas podem ser geradas em duas situações gerais distintas, onde, em uma, o interflúvio mantém sua posição geográfica original e, em outra, ele migra rumo à drenagem com menor potencial erosivo (van der Beek *et al.*, 2002). A primeira situação, sem recuo das cabeceiras de drenagem, a morfogênese é explicada pela “degradação de planalto”, processo iniciado pela mudança do nível de base da hidrografia que drena esse planalto que é seguida pela incisão da rede de drenagem e formação da escarpa, principalmente, pelo rebaixamento vertical (Figura 2-3), assim, o potencial erosivo é usado no entalhamento do relevo. Na segunda situação, o processo é iniciado pelo recuo das cabeceiras de drenagem sem que a dissecação da paisagem seja marcante. Essa morfogênese é explicada pelo modelo de retração (recuo) da escarpa, processo retroalimentado nas cabeceiras íngremes (*pinned*) ao longo desse interflúvio (Figura 2-3).



**Figura 2-3 - Evolução de escarpamento morfológico com manutenção da posição original do interflúvio (à esquerda) e retração da escarpa (à direita) (van der Beek *et al.*, 2002).**

A dinâmica morfogenética dos escarpamentos morfológicos implica em rearranjos não apenas na morfologia, mas também implica em mudanças nos processos que regem a dinâmica da paisagem. Em ambas as situações, os processos denudacionais são mais intensos nas cabeceiras. A diferença está na intensidade desses processos ao longo do tempo, nas terras altas, na frente da escarpa e nas terras baixas (Figura 2-3).

A distinção na intensidade dos processos morfodinâmicos implica na definição de dois ambientes erosivos diferentes: um de alta intensidade, que corresponde a frente da escarpa e as terras baixas, e outro de baixa intensidade, que corresponde as terras altas não dissecadas (van der Beek *et al.*, 2002). Essas escarpas são, dessa maneira, feições que separam tais ambientes, cujas cabeceiras se contrapõem ao longo da crista da escarpa, onde, as cabeceiras das terras altas são mais suaves e as cabeceiras das terras altas são ambientes mais íngremes (Figura 2-3).

### **2.3 - EVOLUÇÃO DE CABECEIRAS DE DRENAGEM**

As cabeceiras de drenagem são ambientes de alta energia, onde os processos denudacionais tendem a ser mais intensos que em outras porções da paisagem (Carson *et al.*, 1972). As cabeceiras de escarpamento são compostas por canais íngremes e de solo raso ou ausente (Montgomery *et al.*, 1994; Anderson *et al.*, 2002). A frente das escarpas são paisagens com mantos rasos, classificadas como paisagens limitadas por intemperismo, especialmente em escarpas não recobertas por manto (Carson *et al.*, 1972; Montgomery *et al.*, 1989; Dietrich *et al.*, 1993; Drever *et al.*, 1993; Heimsath *et al.*, 2000). Opostamente, as terras altas e as baixas são caracterizadas por mantos profundos e intensamente lixiviados. Essas porções são mais evoluídas e, portanto, a denudação é residual e menos intensa e podem ser classificadas como limitadas por transporte (Carson *et al.*, 1972).

A dinâmica em cabeceiras de drenagem íngremes (*pinned*), por sua vez, nem sempre são porções da paisagem que são controladas por uma dinâmica denudacional intensa. A lixiviação e a perda química dessas cabeceiras são mais intensas na interface solo/manto de alteração que na interface manto de alteração/rocha (Heimsath *et al.*, 2000). Isso implica dizer que para as cabeceiras das escarpas recobertas por manto de alteração, os processos físicos removem o material já mais lixiviado e disponibiliza novos minerais e, em contrapartida, nas cabeceiras das escarpas que não são recobertas por manto de alteração e a rocha é aflorante, os processos físicos impedem que a denudação química haja. Assim, a denudação química aumenta com a denudação física, mas somente enquanto a paisagem permanece recoberta por solo (Heimsath *et al.*, 2000).

Assim, a dinâmica dos escarpamentos é regida pela interação entre a evolução do manto de alteração e os processos erosivos: (i) as cabeceiras das terras altas são paisagens com mantos de alteração profundos que tendem a permitir uma dinâmica menos intensa e (ii) as cabeceiras das frentes de escarpas são paisagens com mantos rasos e de dinâmica mais intensa, ou paisagens sem manto de alteração e de dinâmica menos intensa (Carson *et al.*, 1972). Isso implica em dizer que a taxa de denudação das escarpas aumenta



com a declividade até um ponto onde escarpa deixa de ser recoberta por manto de alteração e as taxas de denudação tendem a serem menores com o aumento da declividade.

## 2.4 - O PAPEL DAS CAPTURAS FLUVIAIS NA EVOLUÇÃO DE ESCARPAMENTOS

O termo captura fluvial nomeia o processo no qual uma cabeceira de drenagem oblitera um curso fluvial, capturando toda a bacia a montante e também nomeia o local onde ocorre essa obliteração da rede de drenagem (Summerfield, 1991; Huggett, 2007). Elas são importantes por recondicionarem toda a morfodinâmica da bacia capturada a um novo nível de base (Oliveira, 2010). As capturas de escarpamentos são regidas pelos processos que controlam a morfodinâmica de seus escarpamentos: retração e rebaixamento da paisagem (Prince *et al.*, 2011). Essa tipologia de capturas fluviais já foi estudada no Brasil e em outras partes do mundo, entretanto, não são amplamente estudadas (Modenesi-Gauttieri *et al.*, 2002; Oliveira, 2003; Oliveira *et al.*, 2007; Mikesell *et al.*, 2010).

A morfodinâmica dessas paisagens é iniciada quando um canal de primeira ordem que drena a escarpa oblitera um canal que drena as terras altas e captura toda a rede de drenagem a montante. (Figura 2-4). Os processos morfogênicos que atuam na frente da escarpa começam a atuar também na área captura, rejuvenescendo-a (Prince *et al.*, 2010), aumentando gradativamente a declividade do canal capturado até que esse canal seja assimilado pela dinâmica da escarpa. À medida que o canal capturado incide, os morros adjacentes são lentamente rebaixados, ao passo que a toda a rede de drenagem disseca a paisagem. Ao fim desse rejuvenescimento da paisagem, a escarpa haverá recuado mais intensamente onde a captura fluvial facilitou o processo de retração e rebaixamento da escarpa (Figura 2-4).

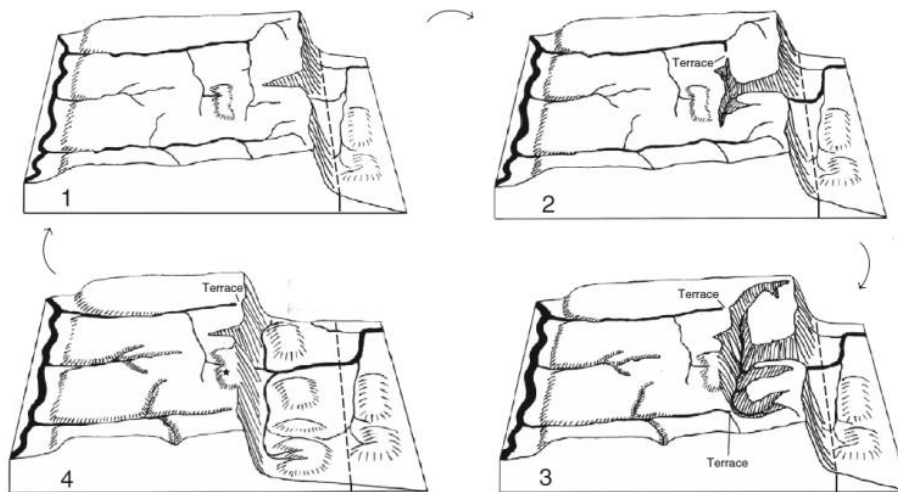


Figura 2-4- Modelo teórico da morfodinâmica de capturas fluviais localizadas em escarpamentos (Prince *et al.*, 2010).



# CAPÍTULO 3

## MATERIAIS E MÉTODOS

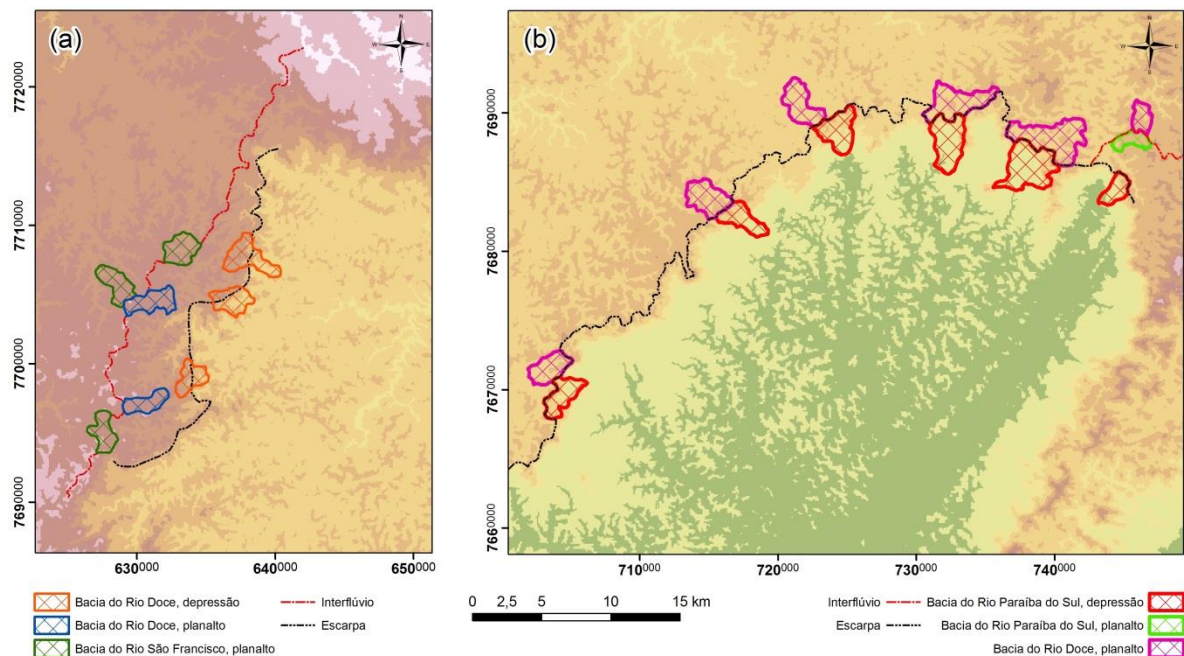
### 3.1 - INTRODUÇÃO

Nesse capítulo são apresentados os procedimentos e materiais necessários (i) à seleção das bacias, (ii) à amostragem e (iii) às análises laboratoriais e tratamento de dados, inseridos em seções homônimas. A seção *Análises laboratoriais* é sub-divida em: (i) determinação das taxas de denudação química, (ii) Determinação das taxas médias de erosão via geocronologia do  $^{10}\text{Be}$  e (iii) Descrição dos atributos do solo para entendimento dos processos pedogênicos.

### 3.2 - ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA

#### 3.2.1 - Definição das Bacias Amostradas

A seleção das bacias é orientada pela natureza comparativa da pesquisa, já que os processos morfopedogênicos entre as duas faces das escarpas devem ser comparados, assim, é necessário isolar a variável potencial erosivo, responsável pela morfogênese diferencial entre as duas faces nos degraus de Cristiano Otoni e de São Geraldo. Esse isolamento é feito selecionando pares de bacias opostas ao longo dos degraus (divisor das grandes bacias hidrográficas), sendo que essas bacias devem apresentar características semelhantes e estar relativamente preservadas (Figura 3-1).



**Figura 3-1- Localização das bacias selecionadas para amostragem: (a) Degrau de Cristiano Otoni; (b) Serra de São Geraldo.**

Todas as bacias das depressões apresentarem à seguinte compartimentação: alta bacia deve estar no planalto, média bacia estar na escarpa e a baixa bacia estar na depressão. Para as porções onde as águas

dos planaltos drenam para os planaltos deprimidos (áreas capturadas), é incluída uma terceira bacia amostral, compondo, desta forma, um trio (Figura 3-1). Portanto, são 21 as bacias amostradas, sendo 13 bacias para a Serra de São Geraldo e 8 para o Degrau de Cristiano Otoni.

### 3.2.2 - Definição das Capturas Fluviais Analisadas

A seleção das capturas fluviais estudadas é guiada inicialmente pela análise preliminar de folhas da carta topográfica do Brasil ao milionésimo em escala de 1:50.000, onde, ao longo das cristas dos escarpamentos estudados, foram localizados todos os pontos de inflexão da drenagem do reverso do escarpamento que drenem rumo a frente da escarpa e, conseqüentemente, rumo ao planalto relativamente inferior. Essa inflexão corresponde ao cotovelo de captura (Oliveira, 2010) onde há discordância entre o traçado da rede de drenagem representado na folha e o traçado “intuitivo”, conforme apresentado na Figura 3-2. Destacamos que, além das capturas fluviais localizadas dois escarpamentos em estudo, selecionamos uma terceira captura fluvial, que está localizada entre as bacias dos rios Grande e Doce. A cada uma das capturas foi dado um nome da localidade / sede municipal mais próxima ao ponto de inflexão da drenagem. Assim, as capturas estudadas são: Captura de Dom Silvério localizada na Serra de São Geraldo, Captura de São Vicente localizada no Degrau de Cristiano Otoni e Captura de Carandaí localizada do Degrau de Carandaí (Figura 3-2).

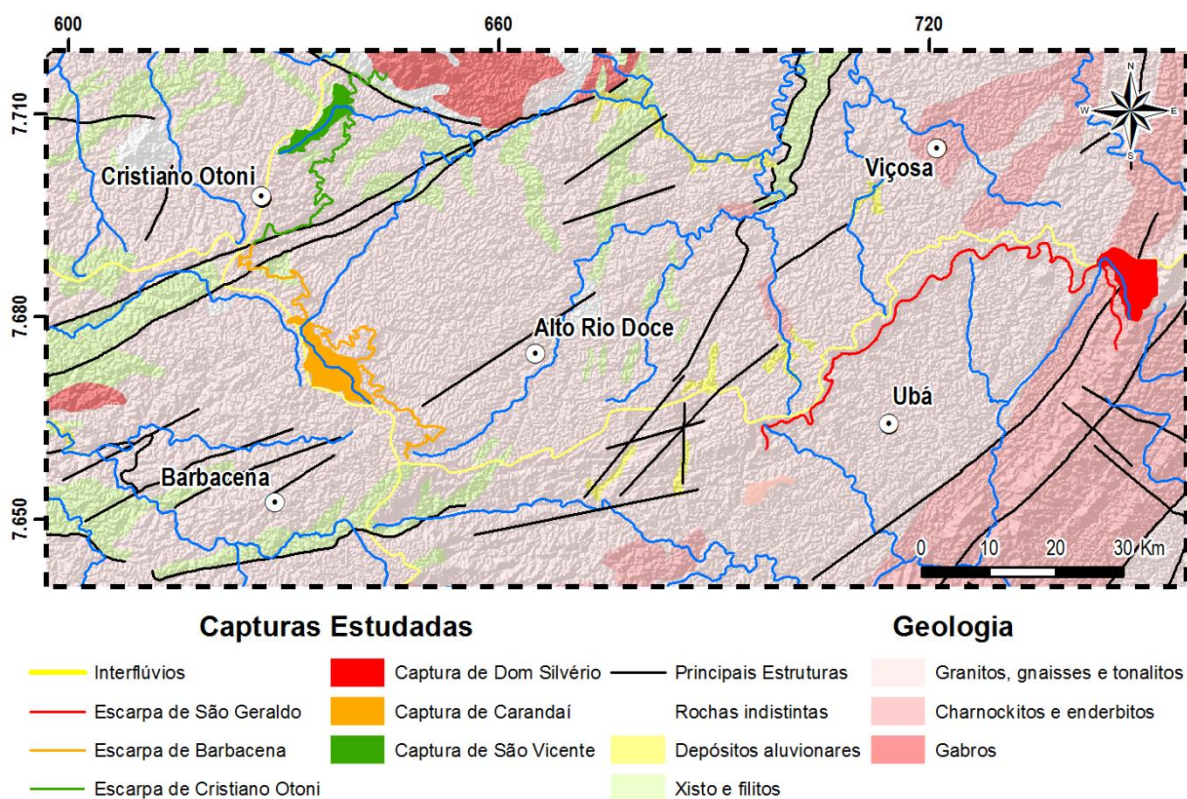


Figura 3-2 - Localização das capturas fluviais selecionadas para análise, sobreposta ao mapa geológico. Geologia adaptada de COMIG e CPRM (2003).



### 3.2.3 - Definição dos Perfis Amostrados

Os perfis verticais do manto de alteração foram amostrados em topos de morro, onde predomina o intemperismo geoquímico vertical in situ, sem influência significativa de coluvionamentos, objetivando analisar o intemperismo sobre material autóctone. Esses pontos foram escolhidos ao longo das duas bordas interplanálticas, estando quatro perfis localizados no degrau de Cristiano Otoni (duas no planalto superior e duas no planalto intermediário) e outros oito na Serra de São Geraldo (três no planalto intermediário, três no planalto inferior e dois na frente do escarpamento), conforme apresentado na Figura 3-3.

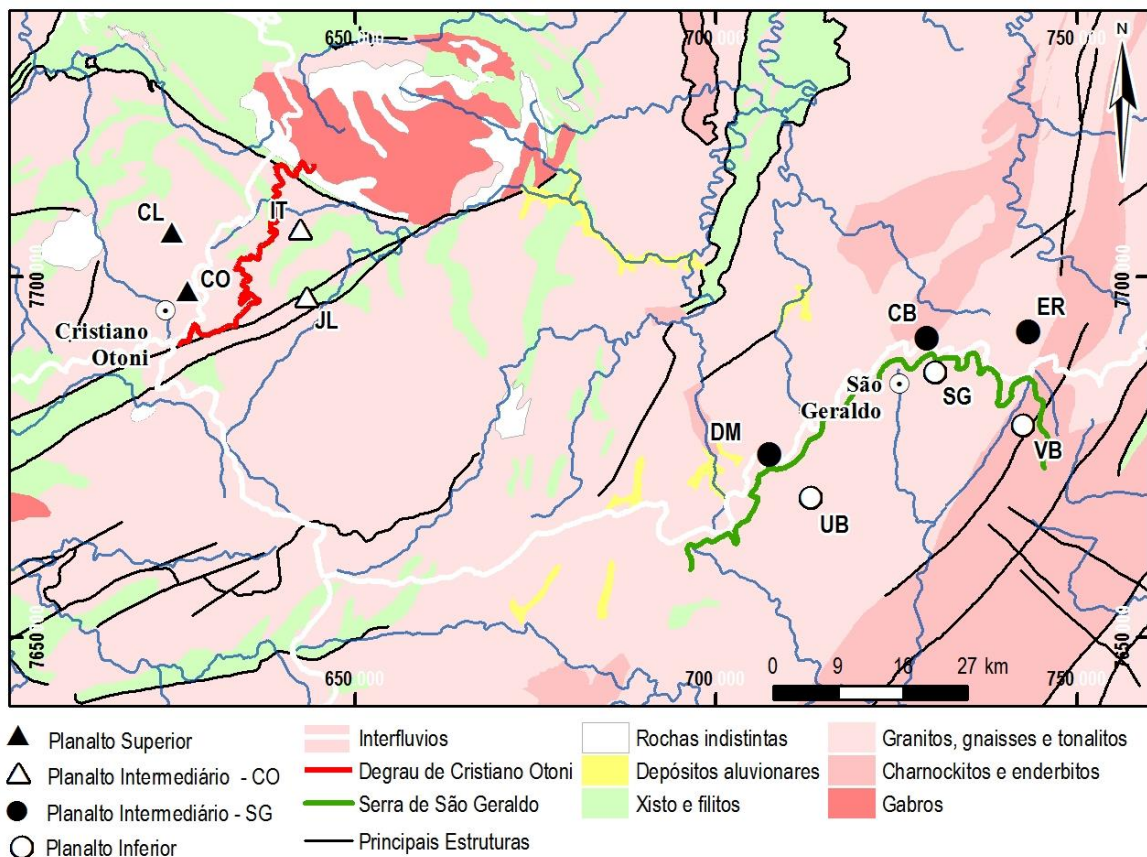


Figura 3-3 - Mapa de localização da área de estudo com locais de amostragem dos perfis de solo sobreposta ao mapa geológico.

### 3.3 - AMOSTRAGEM E ANÁLISES EM CAMPO

Essa etapa é dividida em quatro seções: (i) amostragem de água; (ii) amostragem de sedimento de fundo de canal fluvial; (iii) amostragem de solo, onde são apresentadas as etapas e materiais necessários à amostragem.

### 3.3.1 - Água Fluvial

A amostragem da água fluvial é feita no ponto de exutório em todas as bacias no final do período de chuvas e no final do período de estiagem. A realização da amostragem em dois períodos do ano se deve ao fato da área de estudo estar inserida em clima tropical semi-úmido.

Nessa etapa é realizada a leitura dos seguintes parâmetros da água: temperatura, sólidos totais dissolvidos, condutividade elétrica, pH e Eh (ORP), utilizando um equipamento multiparâmetro da Myron-L, modelo 6PII-CE. Nessa etapa o equipamento deve ser ambientado três vezes antes de ser realizada a leitura e após a leitura, os eletrodos devem ser enxaguados com água destilada e o compartimento onde está localizado o eletrodo de pH deve ser preenchido com a solução adequada para preservar sua membrana.

Em seguida é feita a coleta da água (a ser lida no ICP-OES) em seringa de 100mL, previamente ambientada, filtrada (filtro de 45  $\mu\text{m}$ ) e armazenada em recipientes plásticos na presença de 1mL de ácido nítrico ( $\text{HNO}_3$ ), o que evita a precipitação dos íons. A amostra deve ser adequadamente identificada e armazenada em recipiente isolante térmico, onde a temperatura esteja próxima à 0° C. Todos os equipamentos utilizados devem ser enxaguados com água destilada. As amostras de água coletadas devem ser encaminhadas para laboratório para leitura dos elementos maiores e traço em ICP-OES.

É coletado também 30mL de água (a ser lida em ICP-MS) em seringa, previamente ambientada, filtrada (filtro de 45  $\mu\text{m}$ ) e armazenada em recipiente de plástico. A amostra deve ser adequadamente identificada e armazenada. Todos os equipamentos utilizados deve ser enxaguados com água destilada. As amostras coletadas devem ser encaminhadas para o laboratório para a leitura das razões de  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  e razões de D/H.

O próximo passo é a coleta dos dados necessários a medição da vazão do canal. Essa etapa é realizada segundo recomendações da EPA (1997), contando o tempo médio que um flutuador (laranja ou limão) gasta para percorrer um trecho de aproximadamente 6 metros de comprimento. Em seguida devem ser medidas as larguras e profundidades médias do trecho em três seções e identificada a granulometria dos sedimentos de fundo (argiloso ou cascalhoso). Esses dados são usados em gabinete para preencher a equação de vazão (EPA, 1997):

$$V = \left( \frac{A_m \times L \times C}{T} \right) \quad \text{Equação 1.1}$$

onde  $V$  é a vazão ( $\text{m}^3/\text{s}$ ),  $A_m$  é a área média da seção transversal do canal (dado em  $\text{m}^2$ ),  $L$  é o comprimento do trecho do canal (dado em  $\text{m}$ ),  $C$  é o coeficiente ou fator de correção,  $T$  é o tempo que o flutuador gasta para percorrer o trecho  $L$  (dado em  $\text{s}$ ). O fator  $C$  é usado para representar a turbulência do fluxo de água no fundo e margens do canal, sendo igual a 0,8 para canais com carga de fundo de cascalho e 0,9 com fundo arenoso à argiloso.

A média da seção transversal do canal ( $A_m$ ) é calculada a partir da média de três seções transversais medidas ao longo do trecho amostrado. A área de uma seção transversal ( $A$ ) é obtida pela mensuração da largura do canal ( $L$ ), dada em metros ( $m$ ), multiplicada pela profundidade média ( $p$ ) do canal ao longo da seção transversal ( $m^2$ ), dada por:

$$A = \frac{P_e + P_c + P_d}{4} \times L \quad \text{Equação 1.2}$$

onde  $p_e$  é a profundidade no primeiro quarto do canal,  $p_c$  é a profundidade no centro do canal,  $p_d$  é a profundidade no terceiro quarto do canal, sendo todos valores dados em metros.

### 3.3.2 - Carga de Leito

A amostragem de sedimento que compõe a carga de fundo dos canais deve ser realizada preferencialmente no período seco do ano, vista a acessibilidade às áreas de amostragem, já que nesse período os canais têm menor volume de água e eventos de chuva durante a amostragem são menos prováveis. O objetivo dessa etapa é coletar apenas a fração areia de quartzo para que seja medida a concentração do  $^{10}\text{Be}$ . Para que a amostra represente o universo e baseando-se na granulometria máxima do sedimento amostrado (areia grossa), devem ser coletados 4 kg de sedimento total por ponto. As amostras de areia quartzosa devem ser colocadas em sacos plásticos individuais devidamente identificados para envio ao laboratório.

### 3.3.3 - Capturas Fluvias

A observação de campo concentra-se na descrição dos vales fluviais e dos pontos de captura, sendo descritos os vales e os canais adjacentes aos canais capturados, considerando as feições descritas por Oliveira e Queiroz Neto (2007): canal captor, canal capturado, canal capturado com fluxo invertido e vale seco. São localizados e fotografados depósitos fluviais adjacentes às capturas analisadas.

### 3.3.4 - Perfis de Alteração

A amostragem dos solos é realizada em perfis que estejam em topo de morros e que sejam autóctones. Esses perfis são descritos e amostrados, realizando análises textural, mineralógica, química e micromorfológica (EMBRAPA e IBGE, 2001; Lemos *et al.*, 2002). As amostras coletadas devem ser indeformadas para análise micromorfológica e deformada para demais análises. Santos *et al.* (2005) recomendam a coleta da amostra indeformada esculpindo um pedaço do solo com faca afiada no formato de um bloco do tamanho da caixa onde será acomodado. Em geral, recomenda-se o uso da caixa com mesmas dimensões da amostra, sendo devidamente identificada: número do perfil, horizonte e profundidade, inclusive identificando para onde está orientada a superfície do solo. Para cada perfil são também amostradas as rochas subjacentes. As amostras devem encaminhadas aos laboratórios.

### 3.4 - ANÁLISES LABORATORIAIS E TRATAMENTO DOS DADOS

As análises laboratoriais descritas a seguir correspondem aos procedimentos necessários à interpretação da evolução da paisagem, de acordo com as abordagens selecionadas: pedogênese, denudação química e taxa média de erosão. Para o entendimento da evolução do perfil de alteração (pedogênese), são realizadas as análises textural, mineralógica, de composição química e micro-morfológica. Para a mensuração da denudação química, é realizada a análise da composição química das águas superficiais. E para o cálculo da taxa média de erosão das bacias hidrográficas, é realizada a análise da produção *in situ* do isótopo cosmogênico de  $^{10}\text{Be}$ .

#### 3.4.1 - Determinação e interpretação da taxa de denudação química

A taxa de denudação química pode ser medida por meio da determinação da carga iônica transportada pelas águas fluviais, relacionando-a à área drenada e à vazão do curso medido (Thomas, 1994; Oliva *et al.*, 2003; Salgado *et al.*, 2003; Salgado *et al.*, 2004). A carga iônica é medida por meio da análise da composição química dessas águas, sendo usadas as amostras coletadas em campo para os períodos úmido e seco via leitura em ICP-OES.

#### *Análise de composição química das águas fluviais via leitura em ICP-OES*

A composição química das águas fluviais amostradas mede a concentração dos elementos maiores (Al, Ca, K, Fe, Mg, Mn, Na e Si) e 19 elementos menores (As, Ba, Be, Cd, Co, Cr, Cu, Li, Mo, Ni, P, Pb, S, Sc, Sr, Ti, V, Y e Zn) presentes na água, utilizando um espectrômetro de emissão atômica com fonte de plasma (ICP-OES), da marca SPECTRO, modelo CCD, calibrado com padrões de nível internacional (STANDARD NIST 1653) pertencente ao Laboratório de Geoquímica Ambiental do DEGEO.

#### *Cálculo da taxa de denudação química para as bacias amostradas e testes estatísticos para os parâmetros físico-químicos*

O cálculo da taxa de denudação química permite a mensuração das atuais taxas de intemperismo químicos que atuam sobre o regolito gnáissico da região, sendo usada a equação apresentada por Thomas (1994):

$$D = \frac{\left( \frac{TDS_{\text{verão}} \times V_{\text{verão}} \times s_{\text{verão}}}{A} \right) + \left( \frac{TDS_{\text{inverno}} \times V_{\text{inverno}} \times s_{\text{inverno}}}{A} \right)}{d} \quad \text{Equação 1.3}$$

onde  $D$  é a taxa de rebaixamento do relevo (verão e inverno), dada em  $m.My^{-1}$ ;  $TDS_n$  é a carga catiônica dissolvida na água medida no ICP para o verão e inverno, dada em  $ton.m^{-3}$ ;  $V_n$  é a vazão medida em campo, dada em  $m^3.s^{-1}$ ;  $s_n$  é o tempo do período amostrado ( $1,5778 \cdot 10^7$  segundos);  $A$  é a área da bacia, dada em  $km^2$ ;  $d$  é a densidade da rocha (2,73 para os granitóides das áreas de estudo).



Assim, a partir da média da taxa de rebaixamento de relevo ( $m.My^{-1}$ ) calculada para todas as bacias, tem-se a taxa média de rebaixamento para as áreas adjacentes às escarpas estudadas. Além dessa taxa, os dados físico-químicos obtidos em campo e em laboratório são correlacionados, objetivando entender a dinâmica denudacional das regiões e as características físico-químicas das águas fluviais das bacias amostradas.

### **3.4.2 - Determinação e interpretação da taxa média de erosão via geocronologia do $^{10}Be$**

A determinação da taxa média de erosão para 1,38 Ma a partir da formação de  $^{10}Be$  no quartzo segue a metodologia utilizada em Braucher *et al.* (1998) e; Siame *et al.* (2000). Esse método é dividido em quatro etapas: preparação física das amostras; preparação química das amostras; mensuração de  $^{10}Be$  via ICP-MS; cálculo da taxa, sendo utilizada a equação apresentada por Braucher *et al.* (1998). Essa etapa foi desenvolvida no Laboratório Nacional de Nucleídeos Cosmogênicos da Universidade Paul Cezanne, na França (Arnold *et al.*, 2010).

#### ***Preparação física das amostras***

A carga de leito coletada em campo deve ser seca em bandejas plásticas cobertas para evitar contaminação, sendo mantidas em estufa, sob temperatura de 60°C. Já secas, deve ser realizado o peneiramento das amostras, haja visto que a fração utilizada está entre de 0,25mm e 1,00mm. Em seguida, as amostras devem ser quarteadas e o dois quartos opostos guardados como duplicata e os outros dois quartos devem ser encaminhados para purificação.

#### ***Preparação química das amostras***

As amostras devem ser tratadas individualmente, sendo purificadas com a aplicação de HCL, HF e  $H_2SiF_6$  e, em seqüência, ser acrescidos de  $^9Be$  (estável) para realizar a mensuração da produção *in situ* de  $^{10}Be$ . A purificação da fração areia é realizada com a adição de solução composta de 50mL de ácido fluorsilícico ( $H_2SiF_6$ ) e 50mL de ácido clorídrico (HCl) para que todos os minerais, que não o quartzo, sejam solubilizados. Essa extração é realizada até a purificação completa da amostra, sendo usados frascos Nalgéne (250mL). Durante o processo, as amostras devem ficar sobre mesa agitadora por 24h. O processo é repetido até que as amostras sejam compostas apenas por quartzo e possam ser, então, lavadas com água MilliQ, secadas em estufa e pesadas (Braucher, 1998).

A próxima etapa consiste na extração do berilo ( $^{10}Be$ ) atmosférico das amostras, o qual foi absorvido em superfície, sendo as amostras acrescidas de 20mL de solução 48% de ácido fluorídrico (HF) e agitadas durante outras 24h em mesa agitadora. Após esse processo, as amostras devem ser lavadas com água MilliQ e novamente secadas em estufa. Por fim, já secas, as amostras devem ser novamente pesadas e acrescidas de 30 $\mu$ L de solução de berilo estável ( $^9Be$ ) com concentração de 3,025 ppm. Esse acréscimo se deve ao fato da determinação da taxa erosiva estimada por meio de  $^{10}Be$  ser um método comparativo, onde a massa de  $^9Be$  acrescido é comparado ao seu isótopo cosmogênico ( $^{10}Be$ ) (Braucher, 1998).

As amostras de quartzo acrescidas de  $^9\text{Be}$  devem ser solubilizadas pela adição de 50mL de ácido fluorídrico puro e, em seguida, esse ácido deve ter 50% de seu volume evaporado, sendo adicionado 20mL de solução de 50% ácido nítrico,  $\text{HNO}_3$ . O processo de secagem e adição de  $\text{HNO}_3$  é repetido mais duas vezes, quando restam 2mL de solução no béquer, a qual é novamente transferida para um frasco de Nalgéne.

Na etapa seguinte, tem-se o objetivo de complexar as impurezas. Assim, é adicionado EDTA (ácido etilenodiamino tetra-acético -  $\text{C}_{10}\text{H}_{16}\text{N}_2\text{O}_8$ ) até que a solução estabilize seu pH em 7. Em seguida é realizada a complexação do Be por adição de 2mL de acetilacetona, sendo purificado por meio de duas extrações líquido-líquido via  $\text{CCl}_4$ . O próximo processo corresponde a eliminação da matéria orgânica ainda presente na amostra, a partir do acréscimo de 6mL de HCl e subsequente evaporação induzida em capela. O resíduo sólido é colocado em solução de 4mL de HCl e 2mL de  $\text{HClO}_4$ , sendo novamente secado e o resíduo colocado em solução de 4mL de  $\text{HNO}_3$ . Essa etapa, iniciada com adição de EDTA, é repetida mais uma vez, sendo o  $\text{HNO}_3$  da última solução substituído por pela mesma quantidade (4mL) de HCL. Por fim, a solução é evaporada até restar menos de 1mL e transferida para um tubo de ensaio.

A solução do tubo de ensaio deve ser estabilizada em pH 8,0 por meio do acréscimo de  $\text{NH}_4\text{OH}$ , quando um precipitado de berilo é depositado no fundo do tubo, sendo em seguida centrifugada. O sobrenadante é descartado e a operação é repetida mais uma vez. O precipitado é solubilizado em 0,3mL de HCl, sendo, por conseguinte, repetido todo o processo adição de  $\text{HClO}_4$ , lavagem e centrifugação. Ao fim, o precipitado é solubilizado em 0,6mL de  $\text{HNO}_3$  e levado para secar em recipiente de louça. O resíduo é oxidado via aquecimento em estufa com temperatura de  $800^\circ\text{C}$  durante uma hora. Esse resíduo final (em pó) é misturado prata em pó, colocado em um cátodo de molibdênio e encaminhada para o ICP-MS (acelerador de partículas por espectrometria de massa) denominado ASTER para a definição da concentração de  $^{10}\text{Be}$  /  $^9\text{Be}$  (BRAUCHER, 1998).

### ***Cálculo da taxa de erosão por meio do método $^{10}\text{Be}$***

O cálculo da taxa de erosão a partir do isótopo cosmogênico de berilo considera, além da concentração relativa de  $^{10}\text{Be}$ , as características morfológicas de cada uma das bacias hidrográficas amostradas (média da bacia altitude, latitude e sombreamento topográfico – *topographic shielding*), sendo dado pela equação utilizada por Braucher (1998). A taxa média de denudação é determinada pela seguinte equação:

$$C_{(x,t,\varepsilon)} = \frac{P_0 \times p_n}{\Lambda_n + \lambda} \times e^{-\frac{x}{\Lambda_n}} + \frac{P_0 \times p_{\mu s}}{\Lambda_{\mu s} + \lambda} \times e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu s}}} + \frac{P_0 \times p_{\mu f}}{\Lambda_{\mu f} + \lambda} \times e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu f}}} \quad \text{Equação 1.4}$$

onde  $C_{(x, t, \varepsilon)}$  é a concentração do  $^{10}\text{Be}$  produzido *in situ* (at  $\text{g}^{-1}$ );  $x$  é a profundidade ( $\text{g cm}^{-2}$ );  $P_n$  é a taxa média de produção de  $^{10}\text{Be}$  por espalação dos nêutrons (*spallation*) (at  $\text{g}^{-1} \text{yr}^{-1}$ ), cujo valor adotado é  $4.49 \text{ at g}^{-1} \text{yr}^{-1}$ ,  $p_{\mu s}$  and  $p_{\mu f}$  são a contribuição de muons rápidos e lentos (Braucher *et al.*, 2003);  $\Lambda_n$ ,  $\Lambda_{\mu s}$  and  $\Lambda_{\mu f}$  são os comprimentos de atenuação para neutros e muons ( $\text{g cm}^{-2}$ ), cujos valores são 160, 1.500

e 4.320, respectivamente (Granger *et al.*, 2000);  $\lambda$  é a constante de decaimento radioativo ( $\text{yr}^{-1}$ ), cujo valor é igual a  $4.997(\pm 0.043) 10^{-7}$ ;  $\varepsilon$  é a taxa de erosão ( $\text{g cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$ ).

A taxa de produção por espalação utilizada deve ser equacionada utilizando o polinômio de Sonte (Stone, 2000; Codilean, 2006), utilizando a altitude média da bacia calculada a partir de modelos digitais de elevação de alta resolução (30m) e da latitude do ponto onde a amostra foi coletada. Essa taxa deve também ser equacionada pelo sombreamento topográfico (Codilean, 2006).

### **3.4.3 - Interpretação das capturas fluviais: Análise cartográfica e interpretação conjunta aos dados de campo**

A análise do papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas compreende a descrição das feições observadas nas folhas topográficas e daquelas observadas em campo. A análise cartográfica baseia-se em modelos digitais de elevação (MDE) gerados a partir de dados ASTER e em folhas topográficas de escala 1:50.000 do IBGE. Na análise cartográfica é descrita a atual geometria da rede de drenagem por meio da interpretação de perfis longitudinais e transversais dos canais fluviais. Essas técnicas são empregadas em função de permitirem a obtenção de resultados positivos na interpretação da dinâmica de capturas fluviais, como resumem Oliveira (2003) e Oliveira e Queiroz Neto (2007). A morfologia dessas capturas é descrita individualmente, sendo consideradas as características descritas em campo do canal captor, do canal capturado, do canal capturado com fluxo invertido e do vale seco. Em seguida, as interpretações de cada uma das capturas são correlacionadas e é discutido o papel dessas capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas estudadas.

### **3.4.4 - Interpretação dos atributos do solo para entendimento dos processos pedogenéticos**

Essa etapa da pesquisa tem o objetivo de descrever a granulometria, a mineralogia, a composição química e a micromorfologia de diversos perfis de alteração das regiões em estudo. Para tanto, as amostras deformadas e indeformadas coletadas em campo são preparadas para cada uma das análises. Nessa seção são, portanto, descritos os procedimentos necessários para o cumprimento dos objetivos da pesquisa.

As amostras deformadas são, primeiramente, secadas em estufa elétrica em temperatura média de  $50^{\circ}\text{C}$  no Laboratório de Sedimentologia do DEGEO e, em seguida, quarteadas e separadas em três partes: 200g para ser pulverizada (análise química e mineralógica), 150g para análise textural e o restante guardado como réplica, sendo cada uma adequadamente nomeada e encaminhada para preparação. As amostras encaminhadas para análise textural são destorroadas em almofariz de porcelana. Para as análises mineralógica e química, as amostras são pulverizadas em moinho, no Laboratório de Preparação de Amostras para Geoquímica e Geocronologia LFR-X (LOPAG) do DEGEO, utilizando panela de tungstênio, a qual é higienizada com a lavagem da panela, pulverização de quartzo, seguida de nova lavagem e limpeza com álcool. As amostras indeformadas são impregnadas com agente solidificante transparente

(cola Araldite®), sendo, em seguida, confeccionadas lâminas delgadas. O procedimento é realizado no Laboratório de Laminação do DEGEO.

### ***Análise de composição textural dos solos***

A análise textural do solo é realizada para todos os horizontes amostrados, sendo os resultados plotados no diagrama textural (Shepard, 1954). As análises são realizadas no Laboratório de Física de Solos do Departamento de Solos da Universidade Federal de Viçosa, seguindo a metodologia da EMBRAPA (EMBRAPA, 1997). Essa análise visa contribuir para o entendimento da maturidade textural do manto de alteração, via a análise da variação da composição granulométrica nos perfis do manto de alteração.

### ***Análise de composição química via fluorescência de Raios-X***

A análise química ou litoquímica total das amostras de solo e rocha é realizada via fluorescência de raios-X, usando um equipamento da marca PANalitical, modelo PW2L00, no Laboratório de Preparação de Amostras para Geocronologia do DEGEO. Parte das amostras pulverizadas é fundida para a confecção das pastilhas lidas no equipamento de fluorescência de raios-X e parte é aquecida à 1.000°C para retirada dos hidróxidos (fase hidratada), para reduzir os erros na interpretação dos dados gerados pelo equipamento. Essa análise subsidia a análise mineralógica e micro-morfológica dos perfis de alteração.

### ***Análise mineralógica via difração de Raios-X***

A análise mineralógica objetiva caracterizar a os minerais, especificamente os argilominerais presente nas amostras dos perfis de alteração, visando entender a alteração supergênica desses perfis. Essa análise é realizada a partir da interpretação dos difratogramas. Essa análise, realizado no Laboratório de Difração de Raios X do DEGEO, é executada para as amostras, que são preparadas para análise do pó total (areia, silte e argila), da fração argila orientada, da fração argila impregnada com glicerol e da fração argila calcinada. O equipamento utilizado é um difratômetro Rigaku, modelo Geigerflex CN D/MAX-B, com tubo de cobre. Para cada tipo de amostra é gerado um difratograma que deve ser interpretado correlativamente aos demais difratogramas gerados para a mesma amostra e para as amostras dos demais horizontes do perfil. Assim, são descritos os minerais componentes dos mantos de alteração, desde a base (rocha) até o topo (horizonte A).

### ***Análise micromorfológica via lâminas delgadas***

A análise micromorfológica é realizada pela interpretação das lâminas delgadas orientadas, utilizando um microscópio petrográfico com luz polarizada e plana do Laboratório de Pedologia, Geomorfologia e Geografia Física da UFG. As interpretações são orientadas segundo o trabalho de Bullock et al. (1985).

# CAPÍTULO 4

## RESULTADOS

---

### 4.1 - Denudação química e rebaixamento do relevo em bordas interplanálticas com substrato granítico: dois exemplos no sudeste de Minas Gerais<sup>1</sup>

#### 4.1.1 - Resumo

Os interflúvios entre as grandes bacias hidrográficas do Brasil oriental correspondem, muitas vezes, a degraus morfológicos que dividem planaltos escalonados. Esses degraus são feições escarpadas resultantes da diferença de intensidade dos processos erosivos nas cabeceiras dessas grandes bacias. Esse artigo apresenta um estudo da denudação química em dois degraus dessas bordas interplanálticas localizadas no sudeste de Minas Gerais: (i) o degrau de Cristiano Otoni (250m) divisor das bacias dos rios São Francisco (terras altas ou planalto superior) e Doce (terras baixas ou planalto inferior) e, (ii) o degrau de São Geraldo (450m) que divide as bacias dos rios Doce (terras altas ou planalto superior) e Paraíba do Sul (terras baixas ou planalto inferior). Para entender a dinâmica da denudação química nessas bordas escarpadas, foram monitorados o total de sólidos dissolvidos (TDS), o Eh, o pH, a vazão de 21 bacias hidrográficas distribuídas ao longo de ambas vertentes dos degraus (terras altas e frente da escarpa) no final dos períodos chuvoso (abril) e de estiagem (agosto) em um mesmo ano hidrológico (2009). As bacias amostradas situam-se sobre o mesmo substrato litológico (granitóides). Utilizando os dados de TDS e vazão foram calculadas as taxas de denudação química ( $\text{ton.ano}^{-1}.\text{km}^{-2}$ ) e as taxas médias de rebaixamento do relevo ( $\text{m.Ma}^{-1}$ ) para as bacias amostradas. Os resultados revelaram que as águas fluviais dos degraus estudados apresentam assinaturas geoquímicas distintas: (i) nas terras altas, os valores de pH são sempre ácidos ( $\approx 6,35$ ) e nas escarpas, levemente básicos ( $\approx 7,10$ ); (ii) os valores de TDS (carga dissolvida) nas terras altas ( $\approx 10,00 \text{ mg.L}^{-1}$ ) são menores que os encontrados nos frente das escarpas ( $\approx 35,00 \text{ mg.L}^{-1}$  para São Geraldo e,  $\approx 18,00 \text{ mg.L}^{-1}$  para Cristiano Otoni). As taxas de rebaixamento do relevo ocasionadas pela denudação química são semelhantes em ambas as terras altas ( $\approx 2,40 \text{ m.Ma}^{-1}$ ). Em contrapartida, a frente da escarpa da Serra de São Geraldo apresenta taxa de denudação química mais elevada ( $7,06 \text{ m.Ma}^{-1}$ ) do que o Degrau de Cristiano Otoni. ( $4,25 \text{ m.Ma}^{-1}$ ). Essa diferença foi interpretada como diretamente relacionada à altura das escarpas, 450 e 250 m, respectivamente.

**Palavras-chave:** escarpas, bordas interplanálticas, denudação química.

---

<sup>1</sup> **Autores:** Luis Felipe Soares Cherem; César Augusto Chicarino Varajão; André Augusto Rodrigues Salgado; Angélica Fortes Drummond Chicarino Varajão; Regis Braucher; Didier Bourlés; Antônio Pereira Magalhães Júnior; Herminio Árias Nalini Júnior. **Periódico:** Revista Brasileira de Geomorfologia, 13(1): 73-84. **Agradecimentos:** Os autores agradecem à CAPES/COFECUB, ao CNPq e à FAPEMIG pelo apoio financeiro e incentivo à pesquisa. Agradecem também às geógrafas Amanda Raposo, Fernanda Oliveira e Letícia Faria pelo auxílio em campo.

#### 4.1.2 - Abstract

The interfluves of major river basins of Eastern Brazil often correspond to escarpments between stepped reliefs. These escarpments are result of the differential erosion along the headwaters of these major basins, dividing highlands from lowlands. This paper presents a study of chemical denudation along two of these escarpments dividing three levels in Minas Gerais: (i) the step of Cristiano Otoni (250m) which divides the São Francisco River basin (highland) from the Doce River River basin (lowland) and (ii) the step of São Geraldo (450m) which divides the Doce River basin (highland) from the Paraíba do Sul River basin (lowland). In order to understand the dynamics of chemical denudation of these two geomorphological steps, the total dissolved solids (TDS), the Eh, the pH and the flow of the stream of 21 catchments have been monitored in the end of rain season (March) and dry one (August) for the same hydrological year (2009). Chemical denudation rates ( $\text{ton}\cdot\text{y}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$ ) and average relief lowering rate ( $\text{m}\cdot\text{My}^{-1}$ ) have been calculated by using TDS and flow. The results have revealed that the water of the studied geomorphological steps have different geochemical signatures: (i) in the highlands, the pH is always acidic (around 6.35) and in the escarpment fronts, slightly basic (around 7.10), (ii) the TDS values in the highlands (around  $10.00 \text{ mg L}^{-1}$ ) are smaller than those found in the escarpment fronts (around  $35.00 \text{ mg L}^{-1}$  for São Geraldo, and around  $18,00 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$  for Cristiano Otoni). The lowering rates of relief caused by chemical denudation are similar for both highlands (around  $2.40 \text{ m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ ). Otherwise, the escarpment front of the step of São Geraldo are higher ( $7.06 \text{ m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ ) than the step of Cristiano Otoni ( $4.25 \text{ m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ ). This difference has been interpreted as a direct consequence of escarpments height, 450 and 250 m respectively. **Key-words:** escarpments, interplateau edges, chemical denudation.

#### 4.1.3 - Introdução

A mensuração da denudação química auxilia na análise da dinâmica do relevo à luz de consagrados modelos (Tricart, 1972; Büdel, 1982; Summerfield, 1991; Thomas, 1994) e permite novas interpretações sobre a dinâmica de regiões já analisadas (Salgado *et al.*, 2004; Salgado *et al.*, 2007; Burke *et al.*, 2009; Varajão *et al.*, 2009). Nesse artigo, dá-se destaque aos estudos da evolução de bordas interplanálticas (Gunnell *et al.*, 2007; Ollier, 1985; Thomas, 1995; Vitte, 2005), onde, sob condições climáticas tropicais úmidas, o intemperismo químico e consequente denudação química têm papel fundamental (Dunne, 1978; Salgado e Valadão, 2003; Riebe *et al.*, 2004; Salgado *et al.*, 2004; Blanckenburg, 2005; Kirchner *et al.*, 2006; Beauvais *et al.*, 2008; Schaller *et al.*, 2008; Ferrier *et al.*, 2008; Varajão *et al.*, 2009).

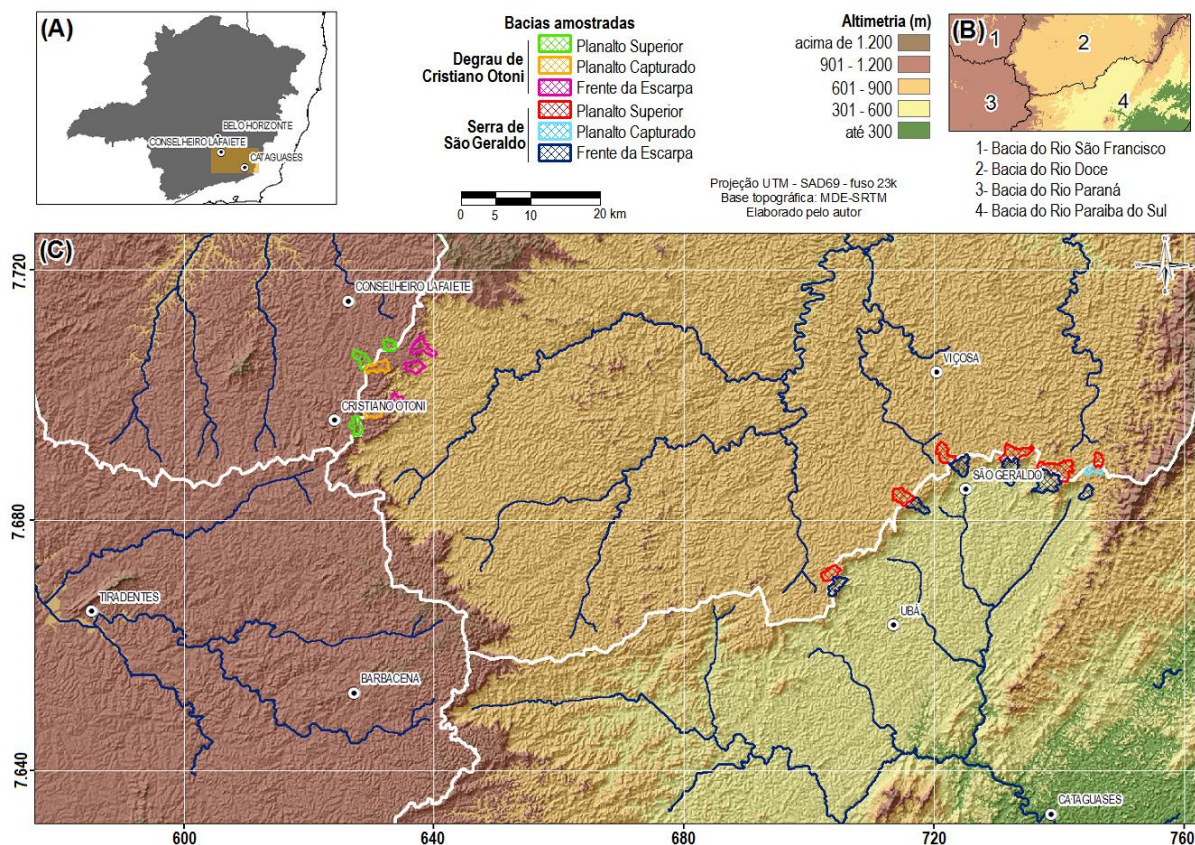
O papel das condições climáticas na variação da intensidade do intemperismo químico é determinante na concentração e na composição dos solutos e taxas de alteração em bacias hidrográficas (White e Blum, 1995; Millot *et al.*, 2002; Dupré *et al.*, 2003). Oliva *et al.* (2003) destacam a temperatura, o escoamento superficial e a disponibilidade de minerais primários como os principais fatores controladores da denudação química. Esses fatores apresentam sinergia positiva no controle da denudação química do manto de alteração e renovação das camadas superficiais dos solos. Pinet e Souriau (1988)

compilaram as taxas de denudação química e mecânica em grandes bacias hidrográficas ao redor do mundo e constataram significativa denudação mecânica associada à predominante e elevada denudação química em bacias intertropicais, como é o caso das bacias dos rios São Francisco e Negro.

A denudação química, ou perda geoquímica, corresponde à contabilização final de todos os elementos ionizados e retirados do manto de alteração por meio da água e que são drenados para fora da bacia hidrográfica (Nahon, 1991; White e Blum, 1995; White *et al.*, 1998). Sua mensuração pode ser realizada, ou por meio da contabilização do que é perdido, analisando-se as águas fluviais (Salgado *et al.*, 2004), ou do que é mantido, analisando-se o manto de alteração (Anderson *et al.*, 2002). A mensuração da denudação química a partir dos íons transportados pela água fluvial permite a contabilização instantânea desse processo, calculada a partir da relação da carga total dissolvida ( $TDS$ ;  $mg.L^{-1}$ ), da vazão ( $Q$ ;  $L.s^{-1}$ ) e da área de contribuição em determinado ponto do canal fluvial ( $A$ ;  $km^2$ ). O cálculo da denudação química em várias bacias hidrográficas de uma mesma unidade geomorfológica permite determinar a contribuição direta dos processos denudacionais químicos para o rebaixamento médio do relevo e, conseqüentemente, para a evolução da paisagem (Pinet e Souriau, 1988; Oliva *et al.*, 2003; Salgado e Valadão, 2003; Salgado *et al.*, 2004; Beauvais *et al.*, 2008).

Nesse contexto, procurou-se analisar as diferenças nas características geoquímicas das águas fluviais e na intensidade da denudação química em bacias hidrográficas que drenam cada um dos lados de duas bordas interplanálticas (Figura 4-1): (i) entre os rios São Francisco (cabeceira sul do Rio Paraopeba) e Doce (cabeceira sudoeste do Rio Piranga), denominada de Degrau de Cristiano Otoni; (ii) entre os rios Doce (cabeceira sudeste dos rios Xopotó e Casca) e Paraíba do Sul (cabeceira noroeste do rio Pomba), denominada Serra de São Geraldo.

Objetiva-se, deste modo, entender a dinâmica da denudação química e, assim, investigar as associações entre as diferentes características morfológicas e as intensidades dos processos denudacionais em bordas interplanálticas inseridas em mesmo domínio climático (tropical úmido) e sob mesma litologia (granitóides). Essas bordas interplanálticas correspondem a escarpas (Figura 4-1), apresentando um forte (voltado para o planalto inferior - as terras baixas) e um contraforte (voltado para o planalto superior - as terras altas). Optou-se pelo substrato granítico por esse tipo de rocha corresponder ao tipo de maior representatividade nas terras emersas no globo terrestre (Oliva *et al.*, 2003).

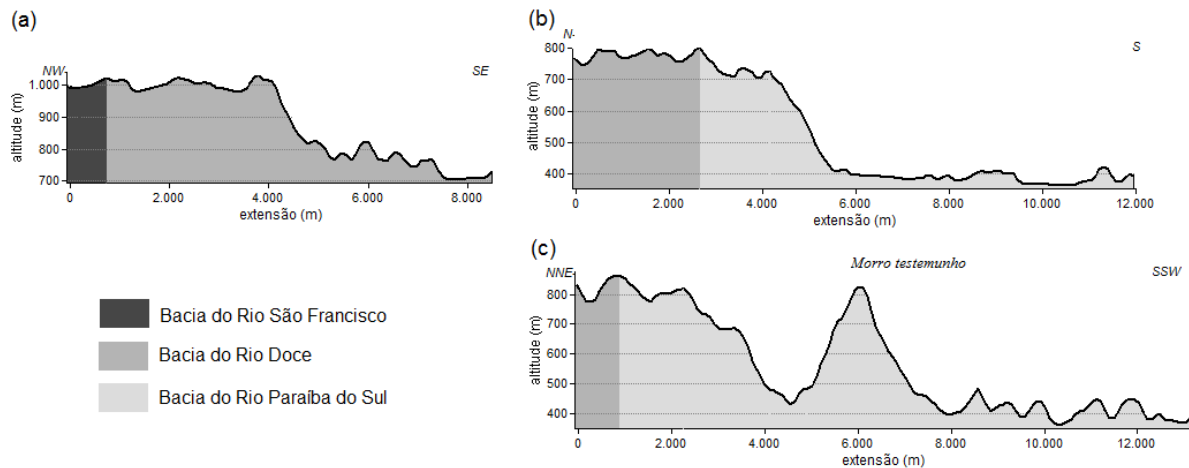


**Figura 4-1:** Mapas de (A) contextualização em Minas Gerais; (B) divisão das grandes bacias hidrográficas; e (C) localização das escarpas estudadas, destacando as bacias amostradas.

#### 4.1.4 - Áreas de Estudo

O degrau de Cristiano Ottoni, primeira área de estudo, localiza-se na Região Central de Minas Gerais, nas proximidades de Conselheiro Lafaiete e Cristiano Ottoni (Figura 4-1). Sua morfologia corresponde a um degrau aproximadamente linear e 250 metros de diferença altimétrica média, com frente voltada para o Alto Rio Doce. O interflúvio entre as bacias dos rios São Francisco e Doce se localiza cerca de 4 km atrás da escarpa, assim, uma porção das terras altas drena para a bacia do rio Doce (Figura 4-2a). Nessa porção, os morros estão aproximadamente em mesma cota altimétrica e apresentam a mesma morfologia que os localizados na porção não capturada (Figura 4-2a). O segundo degrau estudado, a Serra de São Geraldo, localiza-se na Zona da Mata de Minas Gerais e sua morfologia corresponde a uma escarpa de 450 metros de altura média, com frente voltada para a bacia do Rio Paraíba do Sul (Figura 4-1). A crista dessa escarpa, ao longo de quase toda sua extensão, é paralela ao interflúvio que divide as bacias dos rios Doce e Paraíba do Sul (Figura 4-2b e 2c). Observam-se ainda morros testemunhos nas terras baixas, cujos topos são nivelados aos topos das terras altas (Figura 4-2c). Ambas as áreas de estudo localizam-se sobre rochas granitóides (Delgado *et al.*, 2003, Noce *et al.*, 2003; Silva *et al.*, 2009). Ressalta-se que nos mapas geológicos consultados (COMIG, 2003) não há registro de falhas coincidentes às escarpas estudadas (Figura 4-3).





**Figura 4-2: Perfis longitudinais: (a) Degrau de Cristiano Otoni; b) Serra de São Geraldo; (c) Serra de São Geraldo com destaque a morro testemunho (exagero vertical de 5 vezes).**

#### 4.1.5 - Metodologia de Pesquisa

Essa pesquisa foi dividida em quatro etapas: (i) seleção das pequenas bacias hidrográficas; (ii) amostragem; (iii) análise laboratorial; (iv) tratamento e análise dos dados. A seleção das bacias foi orientada pela natureza comparativa da pesquisa. Desta forma, procurou-se reduzir ao máximo o número de variáveis, visando isolar o potencial erosivo. Para tal, foram selecionados pares (ou trios) de bacias conjugadas, opostas nos divisores, tendo área semelhante e localizadas sobre substrato granítico (Figura 4-3).

No Degrau de Cristiano Otoni foram selecionados dois trios e um par de bacias ao longo da escarpa (Figura 4-3B): i) bacia do São Francisco – borda das terras altas, denominadas SF01, SF02 e SF03; ii) bacias do Alto Doce - bacias de escarpa denominadas AD01, AD02, AD04; e iii) bacias do Alto Doce – borda das terras altas, porém capturadas, denominadas AD03 e AD05, e. Na Serra de São Geraldo, a escarpa segue aproximadamente um traçado semelhante ao interflúvio, exceto na captura fluvial da porção nordeste desta escarpa. Assim, foram selecionados cinco pares e um trio de bacias (Figura 4-3C): i) bacia do Doce – borda das terras altas, denominadas D01, D02, D03, D04, D05 e D06; ii) bacia do Paraíba do Sul – bacias de escarpa) denominadas P01, P02, P03, P04, P05 e P06; e iii) bacia do Paraíba do Sul – borda das terras altas, porém capturada, denominada P07.

A amostragem da água fluvial foi feita em cada uma das bacias no final dos períodos de chuva (abril de 2009) e de estiagem (agosto de 2009). A realização da amostragem em dois períodos do ano se deve ao fato da área de estudo estar inserida em clima tropical semi-úmido. Foram levantadas as informações necessárias ao cálculo da vazão do canal (EPA, 1997) e os parâmetros da água: temperatura, sólidos totais dissolvidos (TDS), condutividade elétrica, pH (Potencial Hidrogeniônico) e Eh (Potencial de Oxi-Redução), foram lidos em um equipamento multiparâmetro da Myron-L, modelo 6PII-CE. Em seguida, amostras de água foram coletadas e filtradas (0,45 micrômetros), a fim de evitar a contaminação com carga suspensa, sendo adicionado ácido nítrico ( $\text{HNO}_3$ ), para impedir a precipitação da carga dissolvida. As amostras foram encaminhadas ao laboratório Geoquímica Ambiental do DEGEO para a medida dos

íons dissolvidos, isto é, elementos maiores (Al, Ca, K, Fe, Mg, Mn, Na e Si) e menores (As, Ba, Be, Cd, Co, Cr, Cu, Li, Mo, Ni, P, Pb, S, Sc, Sr, Ti, V, Y e Zn), utilizando-se um espectrômetro de emissão atômica com fonte de plasma (ICP-OES), da marca SPECTRO, modelo CCD, calibrado com padrões de nível internacional (STANDARD NIST 1653).

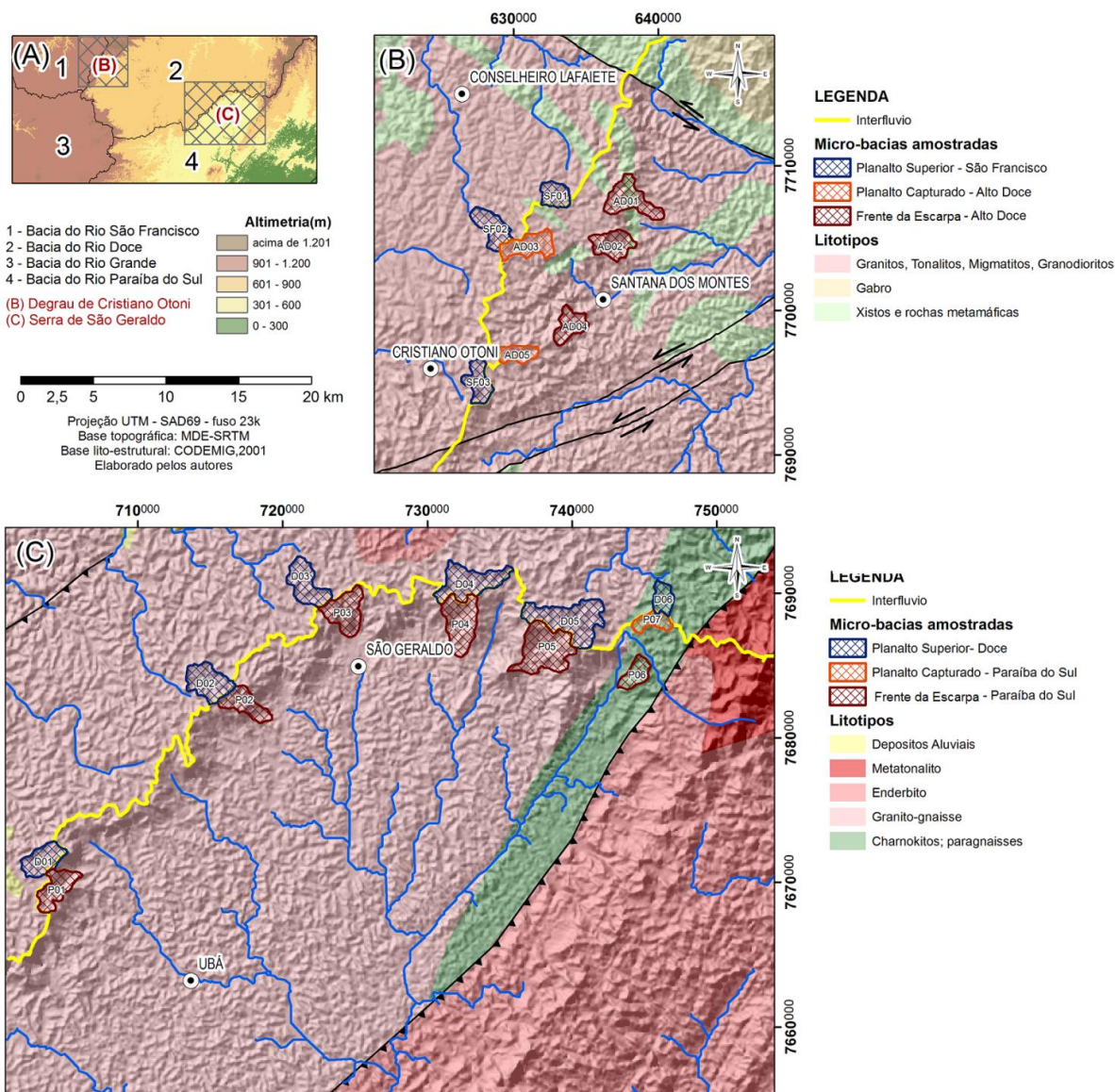


Figura 4-3: Mapa de localização das bacias selecionadas para amostragem (A) e suas litoestruturas: (B) degrau de Cristiano Ottoni; e (C) Serra de São Geraldo.

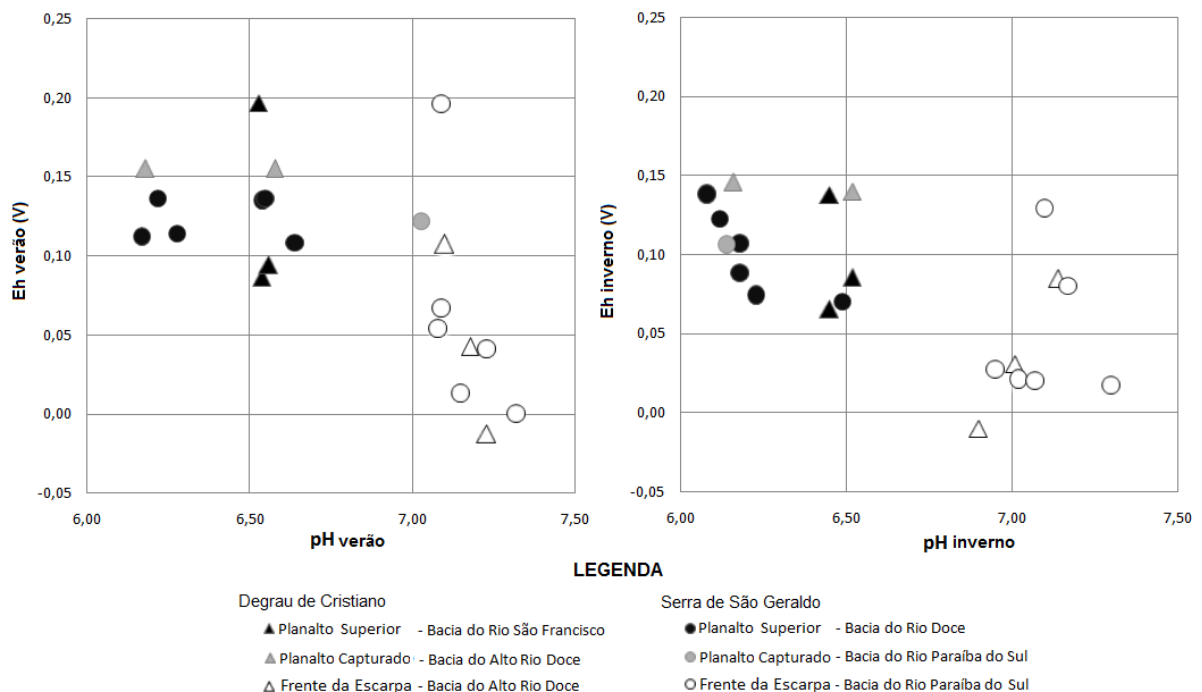
Para o cálculo da taxa de denudação química relacionou-se a carga iônica transportada pelas águas fluviiais na área drenada, obtida por meio da análise da composição química dessas águas, com a vazão do curso medido (Thomas, 1994). A taxa de denudação química é dada pela seguinte equação adaptada de Thomas (1994):

$$D = \frac{\left( \frac{TDS_{\text{verão}} \times V_{\text{verão}}}{A} \times s_{\text{verão}} \right) + \left( \frac{TDS_{\text{inverno}} \times V_{\text{inverno}}}{A} \times s_{\text{inverno}} \right)}{d}$$

onde  $D$  é a taxa de rebaixamento do relevo (verão e inverno), dada em  $m.Ma^{-1}$ ; TDS é a carga catiônica dissolvida na água, medida no ICP, para o verão e inverno, dada em  $ton.m^{-3}$ ;  $V$  é a vazão medida em campo, dada em  $m^3.s^{-1}$ ;  $s$  é o tempo do período amostrado ( $1,5778 \cdot 10^7$  segundos);  $A$  é a área da bacia, dada em  $km^2$ ;  $d$  é a densidade da rocha (2,73 para os granitóides das áreas de estudo). Assim, a partir da média da taxa de rebaixamento de relevo ( $m.Ma^{-1}$ ) calculada para todas as bacias, tem-se a taxa média de rebaixamento das bordas interplanálticas estudadas.

#### 4.1.6 - Resultados e Discussões

A relação entre o Eh e o pH (verão e inverno) revelou dois grupos em ambas as estações – chuvosa (verão) e seca (inverno) (Figura 4-4). O pH de todas as bacias das terras altas é levemente ácido ( $\approx 6,35$ ) e, nas escarpas, levemente básico ( $\approx 7,10$ ). Observa-se que no verão o pH de todas as bacias é levemente mais básico do que no inverno. O Eh varia entre -0,02 e 0,20 V no verão e entre -0,015 e 0,15 no inverno, sendo que as bacias das terras altas apresentam, em média, valores mais elevados e com menor desvio padrão (Figura 4). Os menores valores de Eh encontrados nas amostras de escarpa podem ser indicio de maior contribuição de águas subterrâneas, que apresentam valores de Eh inferiores a 0,10 V (Drever, 1997). Também, os Eh medidos durante o inverno são relativamente mais baixos que para o verão, indicando a menor contribuição da água das chuvas na composição das águas dos canais amostrados (Figura 4-4).

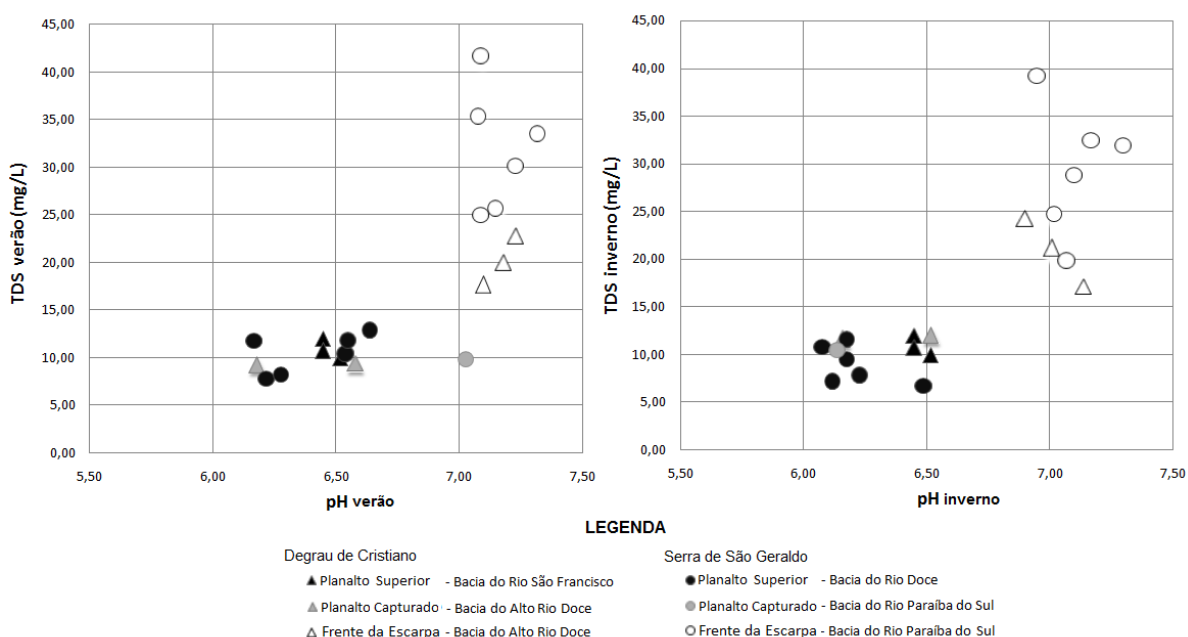


**Figura 4-4: Diagramas Eh e pH das águas dos canais principais das bacias monitoras, agrupadas por compartimento de relevo para verão e inverno.**

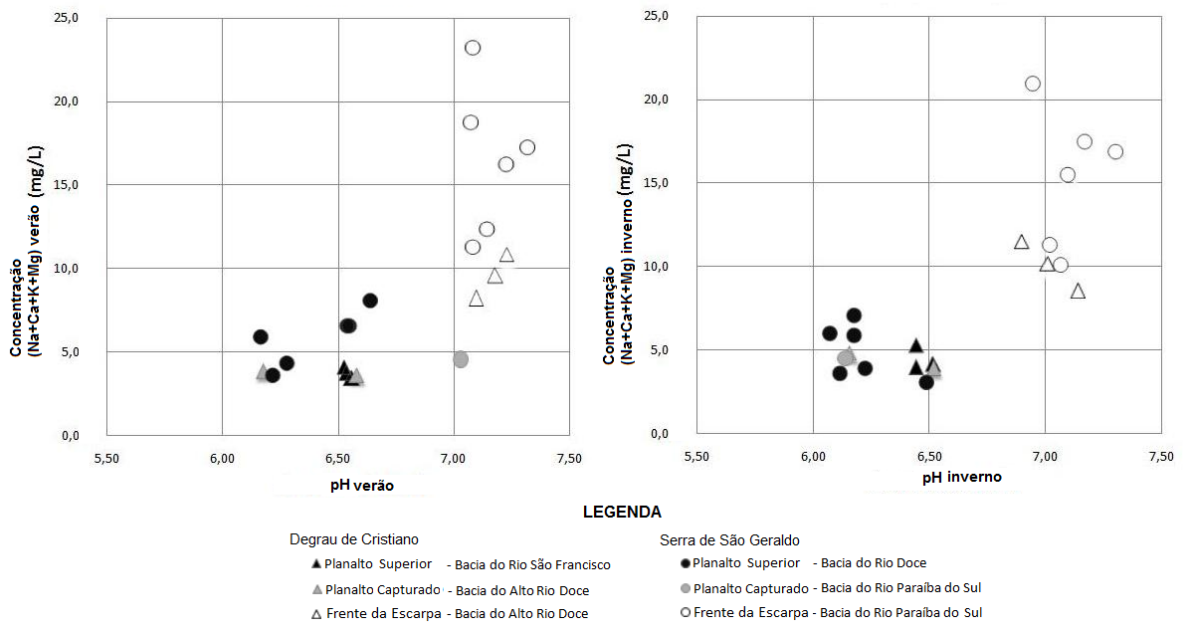
A relação entre a carga catiônica dissolvida (TDS) nas águas (inverno e verão) e os valores de pH (Figura 4-5) revela que nas bacias das terras altas os valores de TDS variam entre 7,0 e 14,0  $mg.L^{-1}$  e os de pH

entre 6,1 e 6,7. Por outro lado, para as bacias que drenam a escarpa os valores de pH são ligeiramente superiores entre 7,0 e 7,4 e os de TDS, além de superiores, mostram uma significativa variação no intervalo dos valores entre 17,0 e 42,0 mg.L<sup>-1</sup>. Esse grande intervalo de valores de TDS sugere uma variação na quantidade dos elementos disponibilizados pelo intemperismo químico sob condições de pH estáveis ao longo do ano. Isso leva a supor que as águas que drenam as escarpas, tendo percolado perfis de solo menos evoluídos, seriam mais ricas em elementos alcalinos (Na, Ca, K, Mg), mais solúveis, que são liberados preferencialmente nos estágios iniciais do intemperismo químico.

Em contrapartida, as águas que drenam as terras altas, tendo percolado perfis de solo mais evoluídos, seriam mais pobres nos mesmos elementos alcalinos. Tal raciocínio é confirmado pela relação (Na+Ca+K+Mg) versus pH (Figura 4-6). Conseqüentemente, tal fato explica a diferença no pH entre as bacias das terras altas (pH mais ácido) e aquelas das escarpas (pH mais básico). Finalmente, cabe ressaltar que as águas superficiais das bacias que drenam as terras altas capturadas apresentam valores de Eh, pH e TDS, similares aos valores das bacias das terras altas. Essa similaridade é indício de que os processos predominantes nas porções capturadas ainda se assemelham aos processos das porções não capturadas.

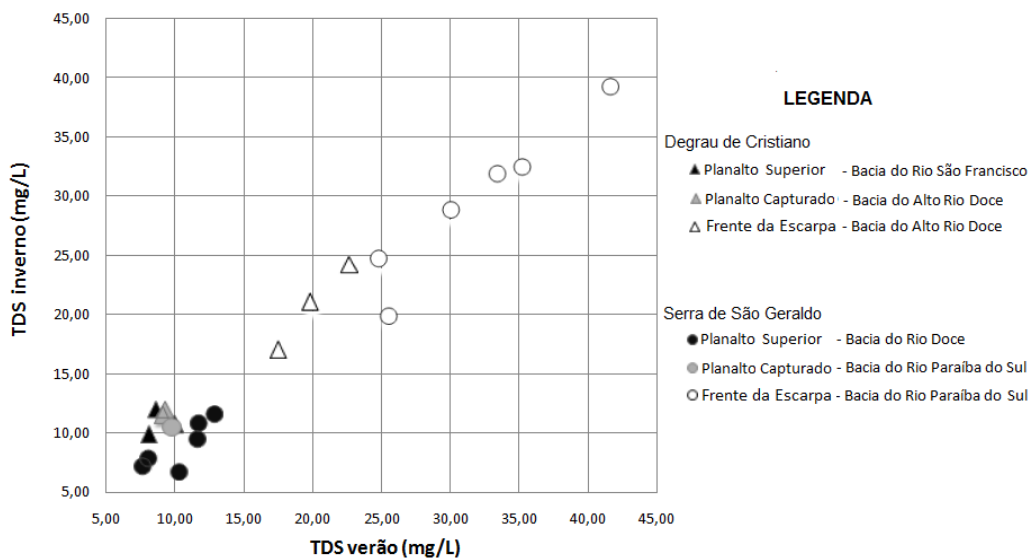


**Figura 4-5: Relação pH e TDS para verão e inverno.**



**Figura 4-6: Relação pH e concentração (Na+Ca+K+Mg) para verão e inverno.**

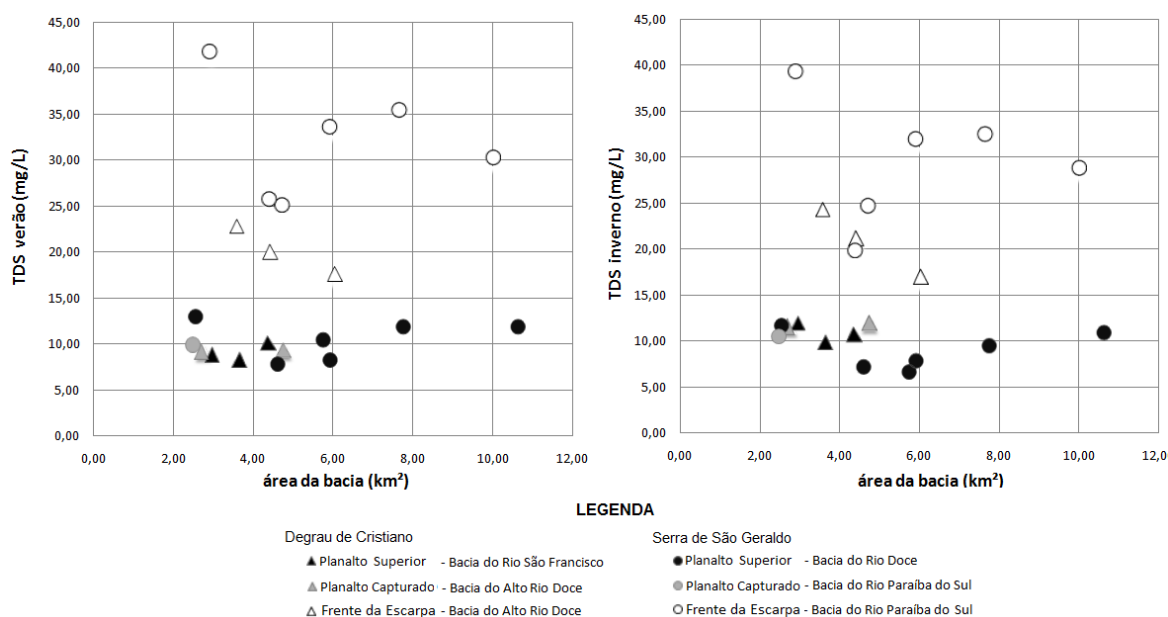
A relação entre valores de TDS no período chuvoso e de estiagem mostra que, apesar do aumento significativo da vazão no verão, os valores de TDS permanecem constantes (Figura 4-7). Assim, o esperado efeito de dissolução da água que chega aos canais fluviais pelo escoamento superficial durante o verão, é compensado pela retirada mais intensa dos íons solubilizados do manto de alteração, o que é fica claro para as bacias que drenam as escarpas (Figura 4-7). As bacias das bordas das terras altas apresentam valores próximos, entre 6,0 e 12,0 mg.L<sup>-1</sup>; enquanto que, as bacias das escarpas apresentam TDS entre 17,0 e 42,0 mg.L<sup>-1</sup>. No grupo das bacias das escarpas, observa-se um subgrupo para cada escarpa, sendo que os valores de TDS para as bacias de escarpa de Cristiano Otoni (Doce) estão englobados no intervalo de 17,0 a 24,0 mg.L<sup>-1</sup> e de São Geraldo (Paraíba do Sul), 25,0 à 42,0 mg.L<sup>-1</sup>.



**Figura 4-7: Relação de TDS verão e TDS inverno.**



A relação entre os TDS inverno e verão com as áreas das bacias apresenta dois agrupamentos bem definidos (Figura 4-8). No agrupamento das bacias que drenam as terras altas, observa-se que os valores de TDS são aproximadamente constantes independentemente da área. Já o agrupamento das bacias que drenam as escarpas é subdividido entre as escarpas: em São Geraldo, os valores são mais elevados, e, em Cristiano Otoni, os valores são menores. Em ambas as escarpas, observa-se leve tendência à redução do TDS com o aumento da área das bacias.

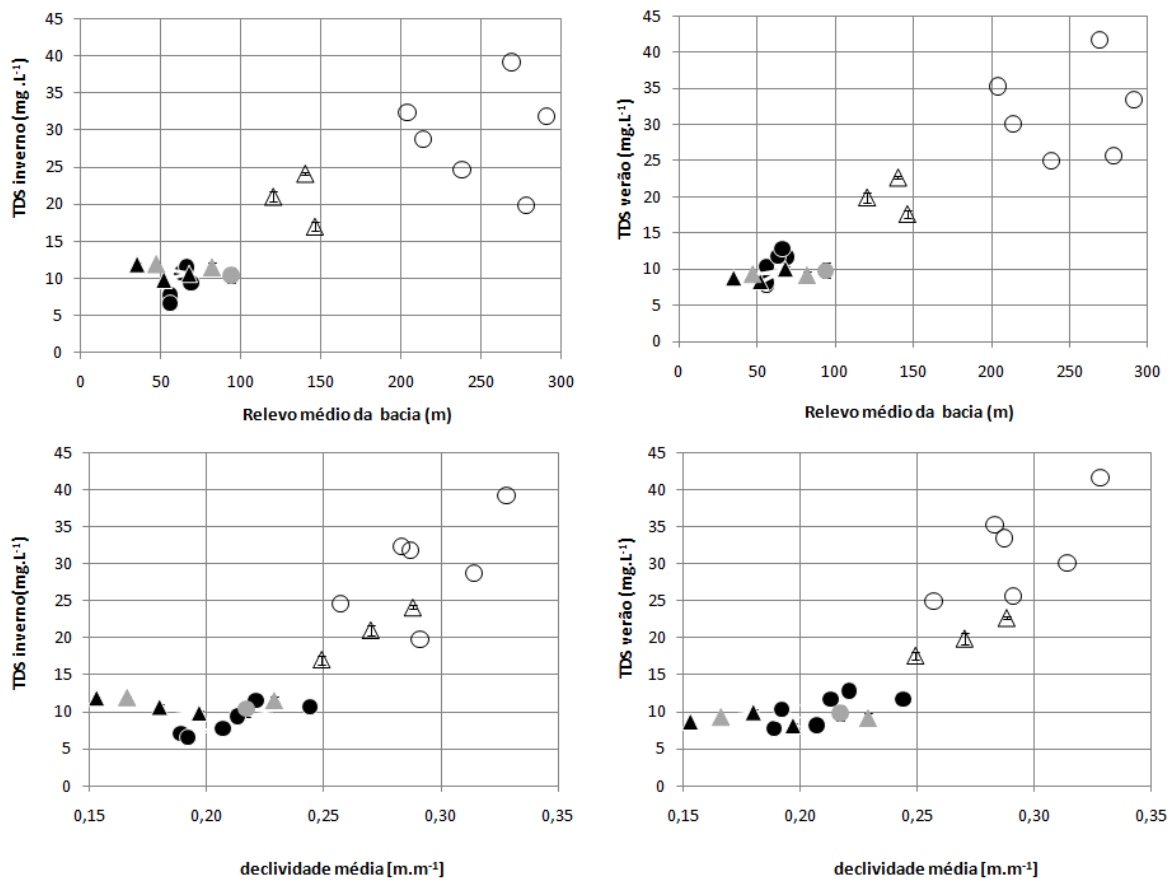


**Figura 4-8: Relação TDS e área das bacias para verão e inverno.**

As bacias que drenam as terras altas apresentam médias de relevo entre 40 e 100 m e médias de declividade entre 0,15 e 0,25  $m.m^{-1}$ , já as bacias que drenam as frentes das escarpas apresentam médias entre 120 e 300 m e 0,25 e 0,33  $m.m^{-1}$  para relevo e declividade respectivamente (Figura 4-10). Em linhas gerais os valores de TDS tendem a ser maiores para bacias que tenham maiores médias de relevo e maiores médias de declividade durante o período de chuvas (verão) e estiagem (inverno) (Figura 4-10). Desses dois atributos do relevo, a declividade explica melhor o comportamento interno das bacias de escarpa, já que, para ambas as áreas de estudo, bacias de maior declividade apresentam maiores TDS (Figura 4-10). Entretanto, o aumento da declividade média e do relevo médio não implica no aumento do TDS nas bacias que drenam as terras altas (Figura 4-10).

A inexistência de controle da declividade e do relevo na concentração de íons das águas superficiais que drenam as terras altas confirma o que Oliva *et al.* (2003) observaram em outras áreas graníticas ao redor do mundo sobre o controle da disponibilidade de minerais primários na denudação química. As águas que chegam aos canais fluviais apresentam, em média, mesma concentração molar de soluto, independente da vazão ou da estação do ano, analogamente ao observado em áreas recobertas por latossolos (Oliva *et al.*, 2003). Assim, em áreas de manto de alteração intensamente alterado, os minerais primários, altamente intemperizáveis que fornecem Na, Ca, K e Mg, não estão mais presentes (Figura 4-6). Assim,

a perda química que essas bacias sofrem é residual. Em contrapartida, o controle da declividade no TDS indica que o gradiente altimétrico e seu inerente maior potencial erosivo é responsável pela perda geoquímica mais intensa, fato analogamente observado em outras cabeceiras de com alta declividade (Montgomery e Dietrich, 1989; Dietrich e Dunne, 1993; Salgado, *et al* 2004; Moore e Blenkinsop, 2006; Salgado *et al.*, 2008). Tal fato pode ser explicado por diferenças no grau de evolução dos perfis de solos, onde horizontes incipientes, menos espessos, são mais susceptíveis ao intemperismo e os mais evoluídos, mais espessos, já foram bastante lixiviados, estando, portanto, menos suscetíveis ao intemperismo (Fernandes Filho *et al.*, 2008).



**LEGENDA**

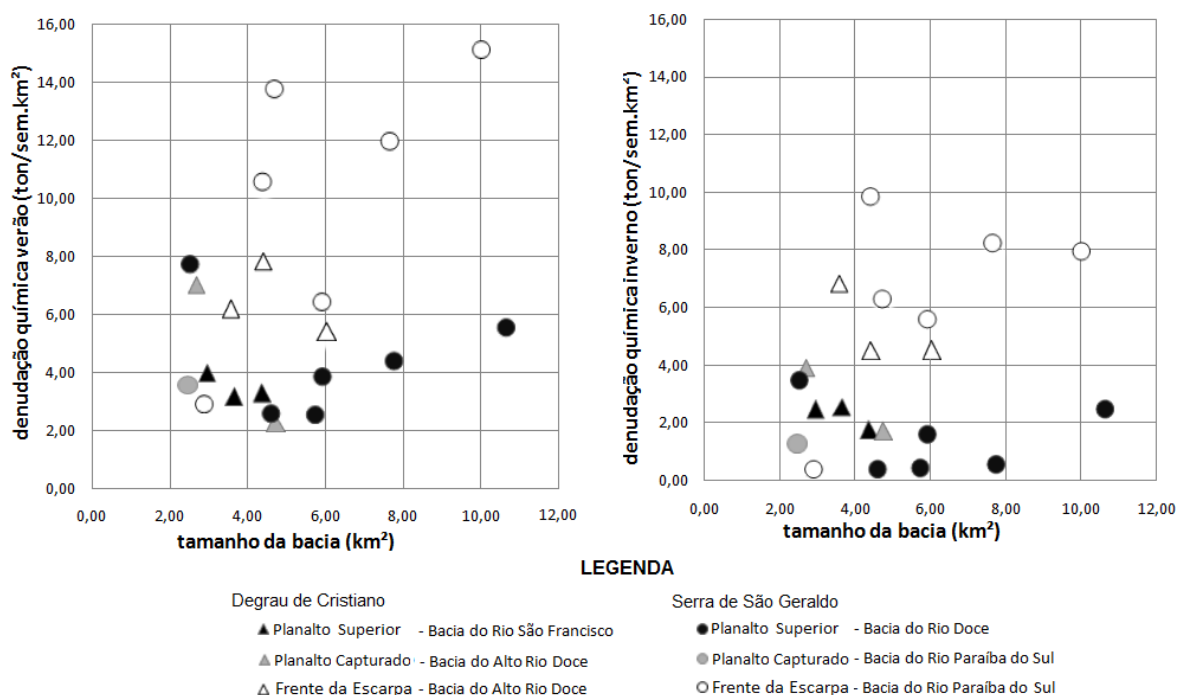
- |                     |  |                      |  |
|---------------------|--|----------------------|--|
| Degrau de Cristiano |  | Serra de São Geraldo |  |
| ▲                   | Planalto Superior - Bacia do Rio São Francisco | ●                    | Planalto Superior - Bacia do Rio Doce            |
| ▲                   | Planalto Capturado - Bacia do Alto Rio Doce    | ●                    | Planalto Capturado - Bacia do Rio Paraíba do Sul |
| △                   | Frente da Escarpa - Bacia do Alto Rio Doce     | ○                    | Frente da Escarpa - Bacia do Rio Paraíba do Sul  |

**Figura 4-9: Relação TDS e relevo; TDS e declividade das bacias para verão e inverno.**

As taxas de denudação química calculadas para as bacias amostradas nos períodos chuvosos e de estiagem também indicam uma diferenciação entre o comportamento das terras altas e das escarpas (Figura 4-10). No verão, as bacias das terras altas apresentam denudação química semestral ( $\text{ton.sem}^{-1}.\text{km}^{-2}$ ) entre 2,0 e 8,0 e, no inverno, entre 0,5 e 3,9. Já as bacias das escarpas apresentam, no verão, valores entre 5,5 e 15,5 e, no inverno, valores entre 4,5 e 10,0. Durante o verão, as bacias das terras altas e das escarpas apresentam uma ligeira tendência de aumento da denudação química, proporcionalmente ao

aumento das áreas das bacias. Cabe ressaltar, ainda, que as bacias das terras altas capturadas apresentam um comportamento similar às bacias das terras altas, demonstrando que, embora as bacias tenham sido capturadas e estejam sobre franca incisão da rede de drenagem controlada pelas escarpas, seu comportamento geoquímico ainda é semelhante às porções não capturadas das terras altas (Figura 4-10), já que o que rege a denudação química é a lixiviação dos mantos de alteração.

A diferenciação entre a intensidade da denudação química e, portanto, do rebaixamento do relevo entre cada um das unidades analisadas (terras altas e frente das escarpas) tem associação direta ao gradiente altimétrico, assim como a intensidade dos processos mecânicos. As bacias das terras altas – inclusive as porções capturadas – apresentam reduzidas taxas de denudação química ( $\approx 6,0 \text{ ton.km}^{-2}$ ) e 150 de gradiente altimétrico entre cabeceira e foz, as bacias das escarpas apresentam taxas e gradientes altimétricos mais elevados, sendo  $\approx 11,0 \text{ ton.km}^{-2}$  e  $\approx 250$  metros para o Degrau de Cristiano Otoni e  $20,0 \text{ ton.km}^{-2}$  e  $\approx 450$  metros para a Serra de São Geraldo. Assim, de maneira geral, sob condições de drenagem livre, pode ser dito que o aumento do gradiente altimétrico intensifica os processos denudacionais químicos.



**Figura 4-10: Gráficos das taxas de denudação semestral dadas pelo tamanho das bacias hidrográficas amostradas para verão e inverno.**

A taxa de rebaixamento do relevo ( $\text{m.Ma}^{-1}$ ) apresenta valores reduzidos para as bordas das terras altas e elevados para as bordas das terras baixas – frente das escarpas (Figura 4-11). O rebaixamento das bordas das terras altas tem valores semelhantes, sendo de  $2,47 \text{ m.Ma}^{-1}$  para as terras altas da Serra de São Geraldo e  $2,36$  para o de Degrau de Cristiano Otoni (Figura 4-11). Entretanto, o rebaixamento do relevo para as escarpas apresenta dois valores médios: (i)  $7,06 \text{ m.Ma}^{-1}$  (para a Serra de São Geraldo); e (ii)  $4,25 \text{ m.Ma}^{-1}$  (para o Degrau de Cristiano Otoni). Estes valores, estimados com base na denudação química,



têm a mesma intensidade do rebaixamento em regiões tropicais sob substrato granítico, cerca de  $5 \text{ m.Ma}^{-1}$  (Dunne, 1978; Oliva *et al.*, 2003; Salgado e Valadão, 2003; Salgado *et al.*, 2004).

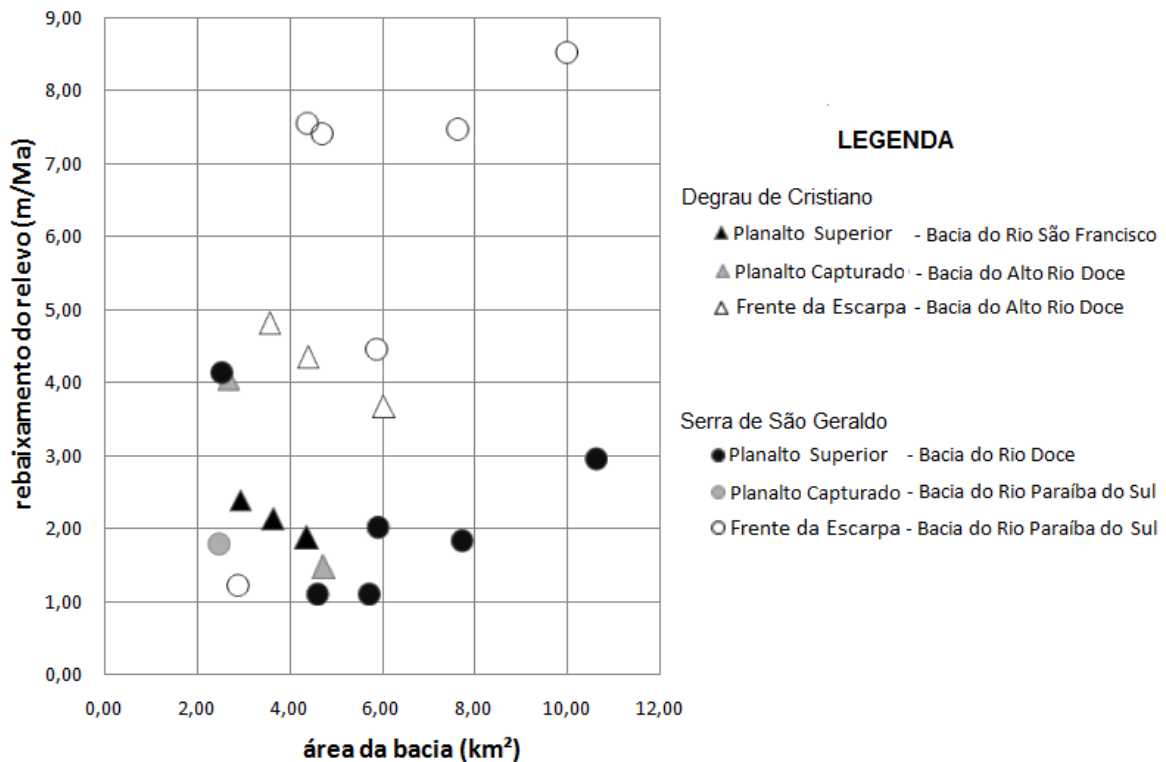


Figura 4-11: Taxa de rebaixamento do relevo, calculada a partir dos elementos maiores e menores.

#### 4.1.7 - Considerações Finais

A investigação do papel da denudação química na evolução de escarpas que limitam grandes bacias hidrográficas do Brasil Oriental revelou que as águas que drenam as terras superiores e as escarpas apresentam assinaturas geoquímicas distintas, tendo comportamentos característicos para pH, Eh e TDS:

- As bordas das terras altas apresentam valores de pH levemente ácido, entre 6,00 e 6,70 e as escarpas apresentam pH de próximo a neutralidade a levemente básico, entre 6,90 e 7,40;
- Nas bordas das terras altas predominam valores de Eh mais elevados (0,127V no verão e 0,099V no inverno) em relação aos valores das escarpas (0,053V no verão; 0,47V no inverno);
- Os valores de sólidos totais dissolvidos são próximos a  $10 \text{ mg.L}^{-1}$  na borda das terras altas e próximos a  $27 \text{ mg.L}^{-1}$  nas escarpas, para o verão e inverno.

As bacias das porções capturadas pela retração das escarpas possuem mesmo comportamento das terras altas no qual estão inseridas, embora a rede de drenagem mais encaixada demonstre a franca atividade de processos erosivos mecânicos, ainda pontual. As taxas de rebaixamento médio calculadas para as duas bordas interplanálticas estudadas demonstram a importância dos processos químicos na evolução dessas paisagens, com valores médios de  $2,40 \text{ m.Ma}^{-1}$  para as bordas de ambas as terras altas, e  $4,25 \text{ m.Ma}^{-1}$  e  $7,06 \text{ m.Ma}^{-1}$  para escarpas de Cristiano Otoni e São Geraldo, respectivamente.

Os degraus morfológicos estudados são resultantes de processos erosivos ligados à disputa de áreas entre bacias hidrográficas, o que fica marcado na denudação química. As taxas mais elevadas para as bacias de escarpa da Serra de São Geraldo em relação ao degrau de Cristiano Otoni podem ser atribuídas ao maior gradiente altimétrico entre o topo e a base da escarpa e conseqüentemente maior potencial erosivo, o que fica expresso na forte dependência entre do TDS e a declividade, resultado dos mantos de alteração jovens e rasos que recobrem as escarpas. A inexistência dessa dependência nas bacias das terras altas expressa o elevado grau de evolução dos mantos de alteração graníticos nos planaltos do sudeste mineiro.

## 4.2 - Long-term evolution of denudational escarpments in Southeastern Brazil<sup>2</sup>

### 4.2.1 - Abstract

Topographic relief in southeastern Brazil consists of a sequence of stepped surfaces that formed after the fragmentation of Gondwana during Cretaceous, Tertiary and Quaternary tectonic pulses. This region is drained by four major rivers within four major river basins, with interfluves that contain denudational escarpments, fault escarpments and mountain ranges. This study presents an analysis of the long-term evolution of two denudational escarpments, the Cristiano Otoni and the São Geraldo steps, which divide the river basins of the São Francisco, Doce and Paraíba do Sul Rivers in southeastern Brazil. Denudation rates were obtained through the measurement of mean concentrations of *in situ* produced cosmogenic <sup>10</sup>Be in sand-sized fluvial quartz sediments collected from granitic terrains. The rates were calculated and compared to one another and to basin-scale mean relief, slope, area, and stream power. The mean denudation rates of the Cristiano Otoni and São Geraldo highlands are 8.77 ( $\pm$  2.78) m My<sup>-1</sup> and 15.68 ( $\pm$  4.53) m My<sup>-1</sup>, respectively. The mean denudation rates of the Cristiano Otoni and São Geraldo escarpments are 17.50 ( $\pm$  2.71) m My<sup>-1</sup> and 21.22 ( $\pm$  4.24) m My<sup>-1</sup>, respectively. The denudation rates of the catchments of highlands that drain toward the escarpments are similar to those of their respective highlands. The results demonstrate that relief and slope have similar positive control on the denudation rates for all of the samples despite their different geomorphic context and history of landscape evolution. The São Francisco River Basin is losing area to the Doce River Basin, which, in turn, is losing area to the Paraíba do Sul River Basin.

### 4.2.2 - Introduction

Escarpments are generally high and steep hillslopes of considerable length that divide highlands from lowlands. Long-term denudation rates of escarpments depend on geological structures, tectonics, climate and time (e.g., Summerfield, 1991; Riebe et al., 2000; Matmon et al., 2003; Goudie, 2004; Huggett, 2007). Several methods are commonly applied to evaluate the rates of processes controlling the short- and long-term evolution of escarpments, including thermochronology (e.g., Cockburn et al., 2000; Persano et al., 2002; Hackspacher et al., 2004; Balestrieri et al., 2005; Gunnell et al., 2007; Hiruma et al., 2010) and measurement of cosmogenic nuclide concentrations (e.g., Fleming et al., 1999; van der Wateren and Dunai, 2001; Heimsath et al., 2006; Humphreys et al., 2006; Burke et al., 2009). Correlation to geomorphic features of escarpments is also used as a method to evaluate escarpment evolution (e.g.,

<sup>2</sup> **Autores:** Luis Felipe Soares Cherem; César Augusto Chicarino Varajão; Regis Braucher; Didier Bourlés; André Augusto Rodrigues Salgado; Angélica Fortes Drummond Chicarino Varajão. **Periódico:** *Geomorphology*, 173-174: 118-127. **Agradecimentos** The authors acknowledge CNPq, and CAPES/COFECUB (Project 676/10) for providing a scholarship to the first author. The authors would also like to thank FAPEMIG (CRA: PPM 00131-10, APQ 2073-09, APQ-00507-08) and CNPq (561715/2008-4) for the financial support. The authors are thankful to Bruno Resende, Letícia Faria and Breno Marent from the Laboratory of Geomorphology at UFMG; to Laetitia Leanni and Valéry Guillou from the Cosmogenic Nuclides National Laboratory (LN2C) for the supervising the chemical preparation of the samples; and to Maurice Arnold, Georges Aumaître, and Karim Keddadouche for the <sup>10</sup>Be AMS measurements.

Matmon et al., 2002; Moore and Blenkinsop, 2006; Oliveira and Queiroz Neto, 2007; Prince et al., 2011).

Cosmogenic nuclide concentrations are widely applied in studies that focus on the understanding of denudation of escarpments all over the world by measuring denudation rates from fluvial sediments, soils profile and rock outcrops. This method is applied to study several escarpments, e.g., the Drakensberg Escarpment in southeast Africa (Fleming et al., 1999; Cockburn et al., 2000; van der Beek et al., 2002; Chardon et al., 2006; Moore and Blenkinsop, 2006; Beauvais et al., 2008), the Great Escarpment in southeast Australia (Seidl et al., 1996; Persano et al., 2002; Heimsath et al., 2006; Humphreys et al., 2006; Burke et al., 2009) and the Blue Ridge Escarpment in eastern North America (e.g., Hancock and Kirwan, 2007; Sullivan et al., 2007). This sort of research largely focuses on the individual denudation of escarpments as retreat and downwearing and on the geomorphic control on their denudation rates (von Blanckenburg, 2005).

Previous studies demonstrate that some escarpments around the globe have low denudation rates (Tabela 4-1) and show that such rates are decoupled from geomorphic parameters (Fleming et al., 1999; Cockburn et al., 2000; Riebe et al., 2000; Matmon et al., 2002; van der Beek et al., 2002; von Blanckenburg, 2005; Heimsath et al., 2006). Other studies have verified that the strong dependence of denudation rates on relief is a consequence of an adjustment of landscape to tectonically driven uplift or base-level change, as discussed by von Blanckenburg (2005). In the latter case, morphogenesis is controlled by the difference in the erosive potential headward and the denudation rates of the escarpments are higher than those from the highlands (e.g., Bierman et al., 2001; Persano et al., 2002; Heimsath et al., 2006; Vanacker et al., 2007; Burke et al., 2009).

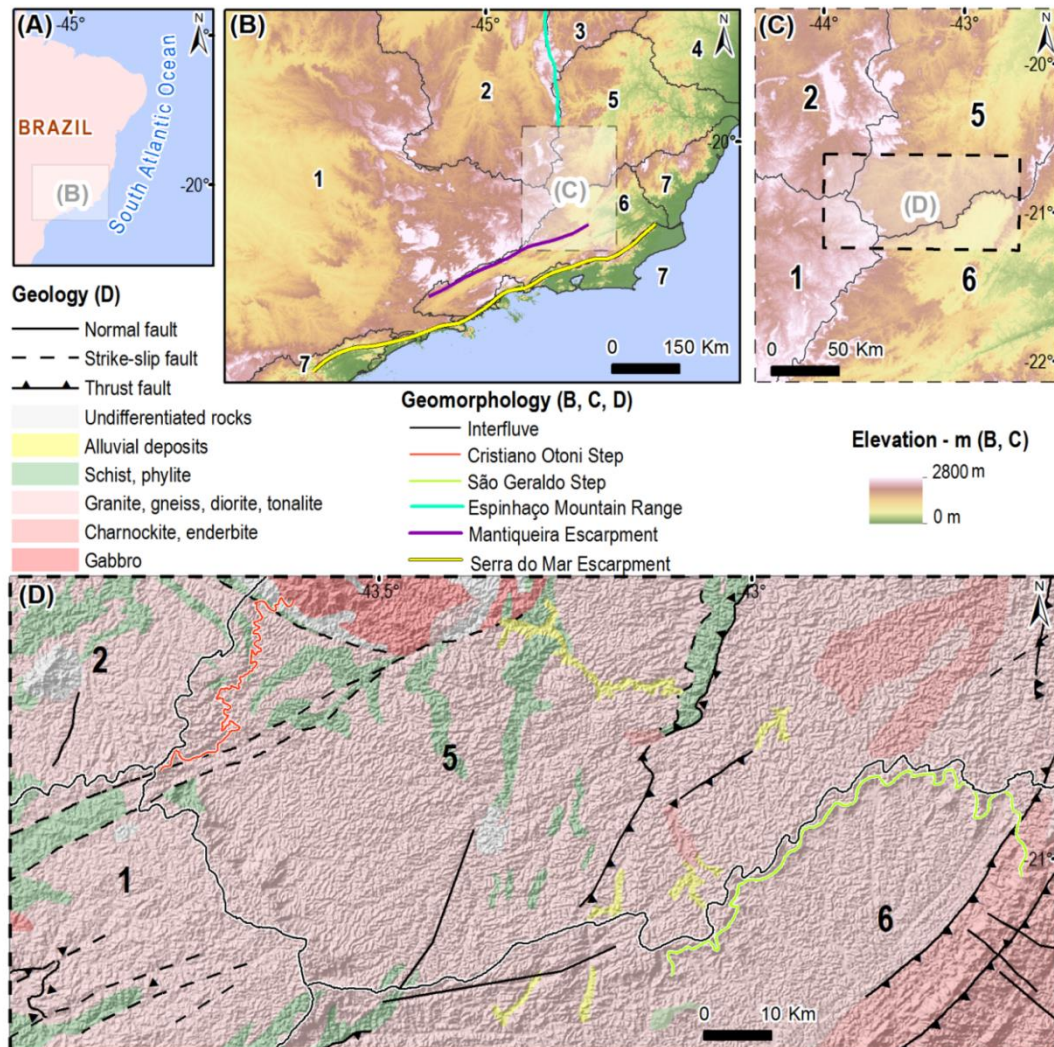
**Tabela 4-1 - Denudation rates of escarpments in granitic bedrock derived from *in situ* produced  $^{10}\text{Be}$**

Name	Location	Sample	Authors	Mean denudation rate ( $\text{m My}^{-1}$ )	
				Escarpment front	Highland
Drakenberg Escarpment	Southeastern Africa	sediment	Fleming et al. (1999) <sup>a</sup>	50 - 95	6
Namibia Escarpment	Southwestern Africa	sediment	Bierman and Caffee (2001)	16	5
Great Escarpment	Southeastern Australia	sediment; outcrop	Heimsath et al. (2001; 2006)	5 - 35	15
Blue Ridge Escarpment	Eastern North America	sediment	Sullivan et al. (2007)	20	12
Sri Lankan Escarpment	Oceania	sediment	Vanaker et al. (2007)	26-71	4

<sup>a</sup> Denudation rates calculated from *in situ* produced  $^{36}\text{Cl}$ .

The Brazilian southeastern passive-margin escarpments are quite different from the other escarpments around the globe. Here, a single escarpment separates the coastal plains (lowland) from the inlands (highland). In southeastern Brazil, a sequence of three stepped surfaces drained by three different major rivers (São Francisco, Doce and Paraíba do Sul) is separated by two escarpments (Figura 4-12). The stepped relief of eastern Brazil is a long-term consequence of three distensive tectonic episodes: (i) The first episode commenced with the development of the passive continental margin after the breakup of Gondwana. (ii) Next, the Cenozoic Rift System of Southeastern Brazil (Almeida, 1976; Riccomini,

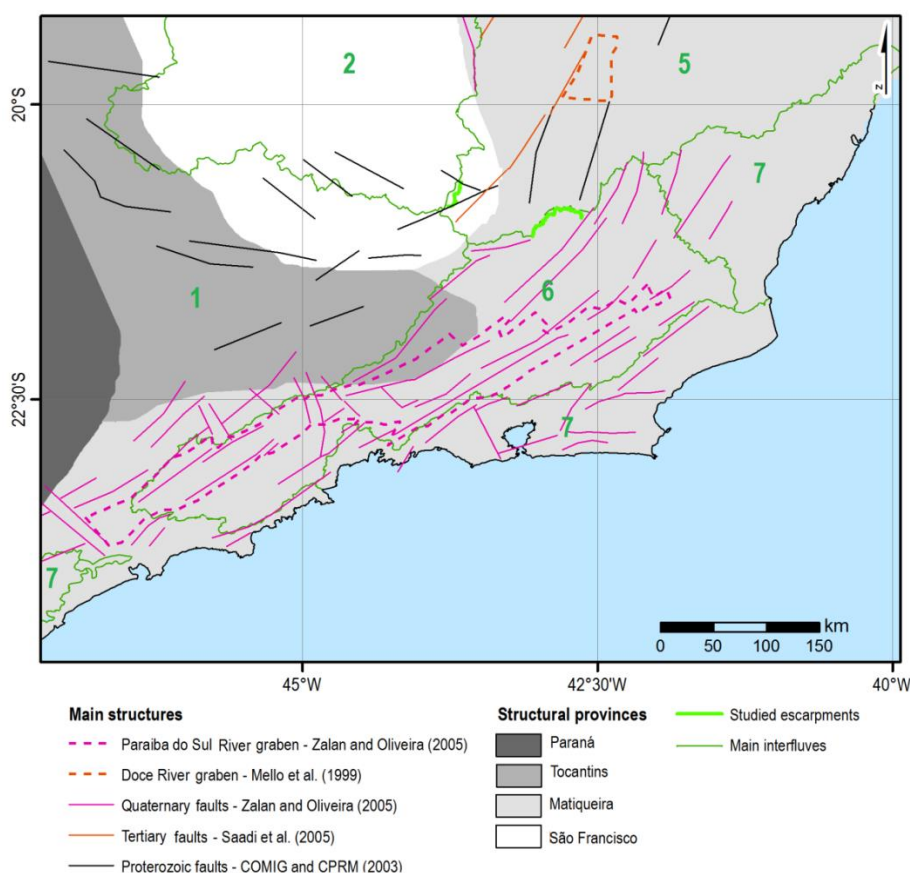
1989) developed from distensive tectonics in the Tertiary (Fig 2). (iii) Finally, quaternary distensive tectonics occurred in the middle Doce River Basin (Fig 2); Riccomini & Assumpção 1999, Saadi et al 2005, Mello et al., 1999). Moreover, this region has experienced regional non-orogenic uplift since the early Tertiary, reactivating Tertiary and Quaternary faults (Riccomini and Assumpção, 1999; Saadi et al., 2005).



**Figura 4-12 - (A) Location of the studied area in southeastern Brazil; (B) SRTM image depicting the relief of southeastern Brazil, including the major morphological features and river basins: (1) Paraná River, (2) São Francisco River, (3) Jequitinhonha River, (4) São Matheus River, (5) Doce River, (6) Paraíba do Sul River, (7) coastal rivers; (C) location of the denudational escarpments studied; (D) Geological map (modified from COMIG and CPRM, 2003).**

The Paraíba do Sul River Basin drains the lower level, the Doce River Basin drains the intermediate level and the headwaters of the basins of Paraná and São Francisco rivers drain the higher level. The latter two river basins and the structural provinces of São Francisco and Paraná are divided by the High Paranaíba Arc (Brito Neves et al, 2003). Despite being in the same morphoclimatic region (i.e., humid tropical; Büdel, 1982; Thomas, 1994), these escarpments are of differing height, length and mean slope as a consequence of a major tectonic control (Figura 4-12C).

Our study investigates the long-term denudation of the two escarpments that separate the three major river basins by measuring the mean long-term denudation rates obtained from the measurement of *in situ* produced cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  (Lal, 1991) in alluvial sand-size quartz sediments from small catchments between 3.0 and 12.0 km (Brown et al., 1995; Granger et al., 1996; Binnie et al., 2006; Vanacker et al. 2007; Salgado et al., 2008) that drain the highlands and escarpments (Figura 4-12). Our study aims to enrich our understanding of the factors that control the long-term development of relief of the escarpments that serve to separate the stepped surfaces. We evaluate the question as to whether the river basins draining the escarpments gain area from the basins draining the highlands and, consequently, how the major river basins are responsible for the evolution of the stepped eastern Brazilian landscape.



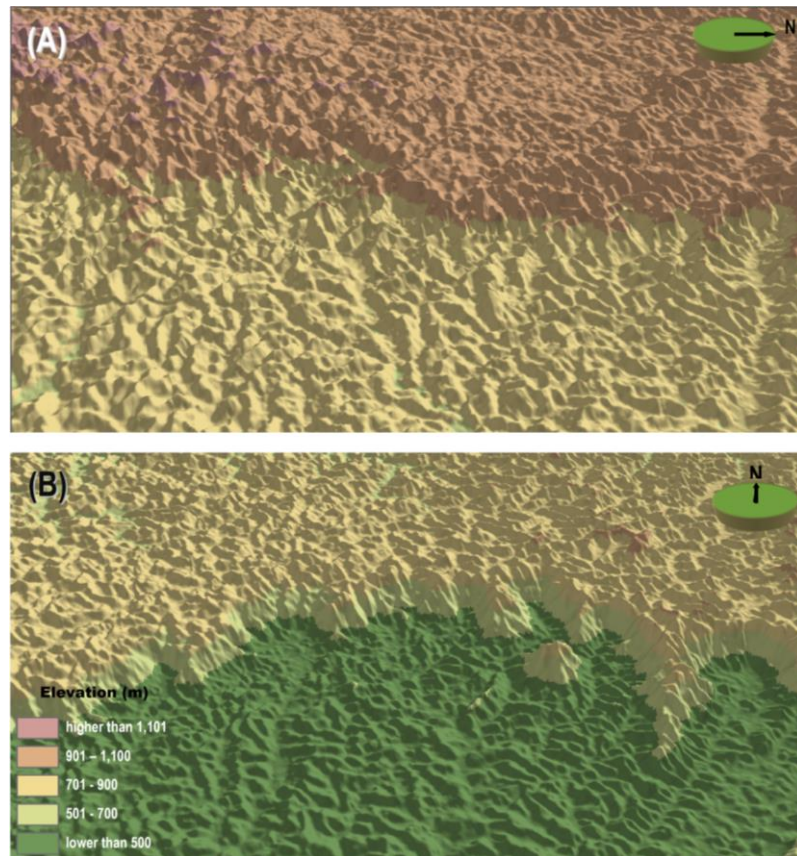
**Figura 4-13 - Structural provinces of southeastern Brazil, showing the Doce River graben, the Paraíba do Sul River graben, main faults, major interfluves and studied escarpments. Major river basins numbered according to Figure 1.**

#### 4.2.3 - Regional Settings

The Cristiano Otoni Step is a 30 km long denudational escarpment with a mean height of ~250 m and a maximum height of 350 m (Figura 4-14A and Figura 4-15B). The escarpment front and the highland are almost entirely covered by highly weathered soils (Ferralsol), which overlap several meters of weathered rock (UFV et al., 2010). The Cristiano Otoni Step divides the southeastern São Francisco River Basin (altitudes ranging between 850 and 1000 m) from the southwest Doce River Basin (altitudes ranging



between 650 and 850 m). The highest crest of the escarpment reaches 1050 m. The substrate is composed predominantly of granitoid rocks from the Alto Maranhão Suite (2.1 Ga); no major structures are present (COMIG and CPRM, 2003).



**Figura 4-14 - Three-dimensional view of the studied escarpments obtained from the ASTER database: (A) Cristiano Otoni Step and (B) São Geraldo Step (vertical exaggeration: 3.5 times).**

The São Geraldo Step is a 65 km long escarpment with a mean height of 450 m and a maximum height of 550 m in the southwestern part (Figura 4-14B and Figura 4-15C). The soil profiles of the São Geraldo Step are different from those of the Cristiano Otoni Step in that the soils are highly weathered at the highlands and overlie several meters of weathered rock (up to 60 m as reported in Sarcinelli et al., 2009) and are weathered to a low degree at the escarpment front where bare rock outcrops locally (UFV et al., 2010). This segment divides the southeastern Doce River Basin from the northeastern Paraíba do Sul River Basin, with altitudes ranging between 650 and 850 m and 300 and 450 m, respectively. The substrate is dominated by metamorphosed granitoid rocks of the Piedade Complex (2.3 Ga), and no major structures are present (COMIG and CPRM, 2003).

The studied region is in the tropical morphoclimatic zone, where temperature and precipitation decrease toward the high altitude inland area of the continent interior. The climate of the low stepped surface (400 m altitude, near the city of Ubá; Figura 4-12) is classified as dry-winter tropical ( $A_w$ ), with a mean annual temperature of  $\sim 25^\circ\text{C}$  and mean annual precipitation of  $\sim 1,300$  mm. The middle (800 m altitude, near the cities of Viçosa and Alto Rio Doce; Figura 4-12) and high (1100 m altitude, near the city of

Barbacena; Figura 4-12) surfaces are both classified as tropical highland ( $C_w$ ), where mean annual precipitation is  $\sim 1200$  mm. The higher stepped surface has relatively colder annual temperatures than the lower and middle stepped surfaces, showing mean annual temperature of  $\sim 20^\circ$  C (Kottek et al., 2006; Peel et al., 2007).

#### 4.2.4 - Material and Methods

##### *Sampling Strategy*

We sampled fluvial sediment from selected pairs and trios of small catchments that drain the highlands and escarpment fronts ( $10^0 - 10^1$  km<sup>2</sup>) at locations along each escarpment crest (Figura 4-15A). The criteria to select the pairs and trios of catchments were as follows: (i) the pairs must share part of their interfluves along the escarpment crest and be of similar surface area; (ii) all catchments must develop on the same type of bedrock; and (iii) for segments in which the highlands drain toward the escarpment, a third catchment must also be sampled within this area. The denudation rates obtained from the highlands and escarpment fronts were compared to one another and correlated to the mean slope, mean relief, stream power and area of each catchment.

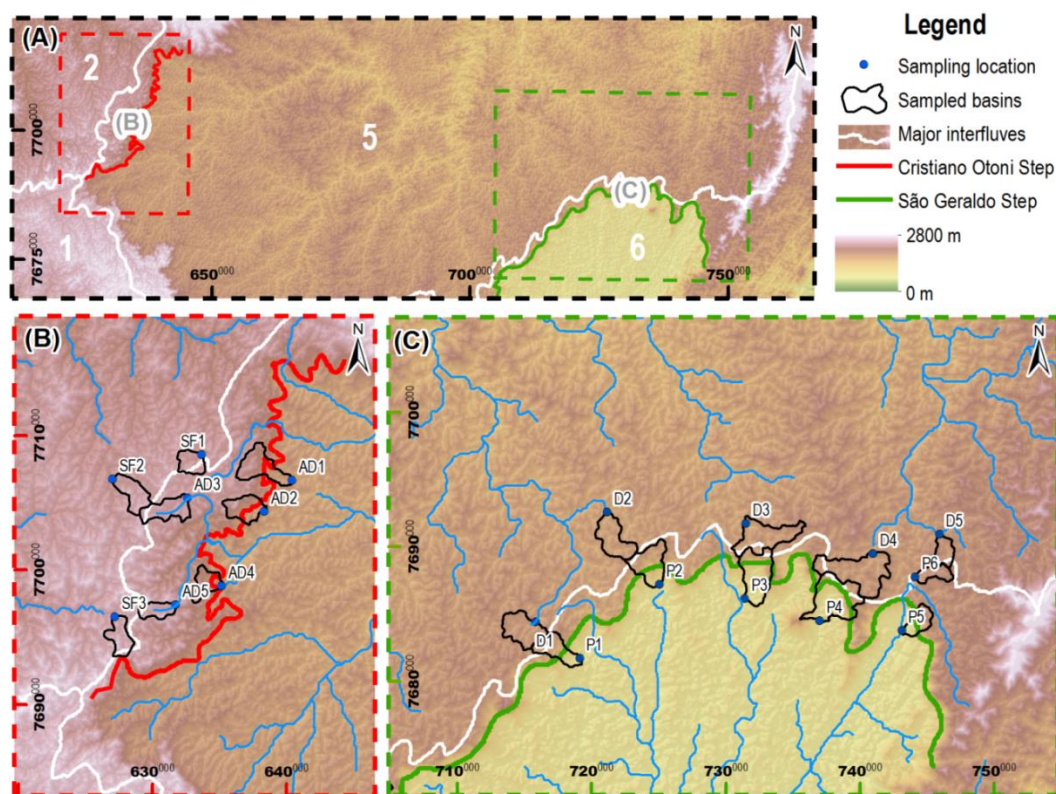


Figura 4-15 - (A) Regional features on ASTER; sampled basins along the (B) Cristiano Otoni Step and (C) São Geraldo Step. Major river basins numbered according to Figure 1.

According to these criteria, one pair and two trios were selected along the Cristiano Otoni Step. The sampled catchments AD1 to AD5 are located along the escarpment front, and the samples SF1 to SF3 are located within the adjacent highland (Figura 4-15B). Similarly, four pairs and one trio of catchments



were selected along the São Geraldo Step. The sampled catchments P1 to P6 are located along the escarpment front, while the catchments D1 to D6 are located within the adjacent highland (Figura 4-15C). The sampled catchments AD3, AD5 and P6 are located in the highlands and drain toward the escarpment.

To determine the long-term denudation rates at both steps, the mean concentration of *in situ* produced cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  (Lal, 1991; Bierman, 1994; Cockburn and Summerfield, 2004; Dunai, 2010) was measured from bed load sediments from the streams of the selected catchments (Granger et al., 1996; Seidl et al., 1997; Brown et al., 1998; Binnie et al., 2006; Heimsath et al., 2006; Hancock and Kirwan, 2007; Salgado et al., 2008).

### ***Sample Preparation and Data Analysis***

We collected ~3 kg of bed load sediments from the streams of the selected catchments by sampling across the main channels. We collected the samples at the end of the dry season to avoid contamination that is contributed by episodic landslide events (Binnie et al., 2006). We isolated the quartz fraction from the sieved sediment samples (250–1000  $\mu\text{m}$ ) by dissolving other minerals with a mixture of HCl and  $\text{H}_2\text{SiF}_6$ . Then, we isolated the quartz by dissolving ~60 g of each sample in HF. The resulting solution was spiked with 100  $\mu\text{g}$  of a synthetic carrier with a  $^9\text{Be}$  concentration of  $3.025 \pm 0.009$  ppm (Merchel et al., 2008). Beryllium was separated from the spiked solution after its dissolution in HF by successive anionic and cationic resin extraction (DOWEX 1X8 followed by 50WX8; Merchel and Herpers, 1999) and precipitation. We dried and heated the final precipitate at  $800^\circ\text{C}$  to obtain BeO and finally, we mixed it with Nb powder prior to analysis at the Accelerator Mass Spectrometry (AMS) National Facility at CEREGE in Aix-en-Provence, France.

The data were calibrated against the National Institute of Standards and Technology (NIST) standard reference material 4325 with an assigned value of  $2.79 \pm 0.03 \times 10^{-11}$  and a  $^{10}\text{Be}$  half-life ( $T_{1/2}$ ) of  $1.387 (\pm 0.012) \times 10^6$  years, i.e., a radioactive decay ( $\lambda$ ) of  $4.997 (\pm 0.043) \times 10^{-7}$ . Analytical uncertainties (reported at  $1\sigma$ ) include those associated with AMS counting statistics, AMS internal error (0.5%) and chemical blank measurements. Long-term measurements of a chemically processed blank yielded ratios on the order of  $3.0 \pm 1.5 \times 10^{-15}$  for  $^{10}\text{Be}$  (Arnold et al., 2010). We determined the denudation rates (Table 2) considering steady erosion (Granger et al., 1996; Brown et al., 1995) by applying Eq. (1) for each sample:

$$C = \frac{P_0 \times p_n}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda} \times e^{-\frac{x}{\Lambda_n}} + \frac{P_0 \times p_{\mu s}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda} \times e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu s}}} + \frac{P_0 \times p_{\mu f}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda} \times e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu f}}} \quad (1)$$

where  $C$  is the concentration of *in situ* produced cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  ( $\text{atom g}^{-1}$ );  $x$  is the depth ( $\text{g cm}^{-2}$ );  $P_n$  is the mean basin spallation production rate ( $\text{atom g}^{-1} \text{y}^{-1}$ );  $p_{\mu s}$  and  $p_{\mu f}$  are the slow and fast muon ( $\mu$ ) contributions (Braucher et al., 2011);  $A_n$ ,  $A_{\mu s}$ , and  $A_{\mu f}$  are the attenuation lengths ( $\text{g cm}^{-2}$ ), with values of 160, 1500, and 4320, respectively (Granger and Smith, 2000);  $\lambda$  is the radioactive decay constant ( $\text{y}^{-1}$ ), with a value equal to  $4.997 (\pm 0.043) \times 10^{-7}$ ;  $\varepsilon$  is the denudation rate ( $\text{g cm}^{-2} \text{y}^{-1}$ ); and  $t$  is time ( $\text{y}$ ). For measuring catchment-wide denudation rates, we assumed time to be infinite (Brown et al., 1995; Granger et al., 1996) and muonic contributions were only scaled for altitude (Braucher et al., 2011). The sea-level latitude spallation production rate of  $4.49 \text{ at g}^{-1} \text{y}^{-1}$  was scaled by using the Stone polynomial (Stone, 2000) and by calculating the mean altitude across the catchment.

To account for possible local variation in atmospheric pressure, we used the NCEPatm\_2 matlab routine (Balco et al., 2008) from the online CRONUS calculator. This routine provides a default atmosphere approximation that uses the basic formula of the standard atmosphere but incorporates geographically variable mean sea level pressure and 1000 mbar temperature fields as a means of capturing regional variations in the height-pressure relationship. We incorporated the NCEP/NCAR reanalysis dataset ([www.cdc.noaa.gov/ncep\\_reanalysis/](http://www.cdc.noaa.gov/ncep_reanalysis/)) on the mean sea level pressure and 1000 mbar temperature fields used in this routine. The density used for the granite bedrock in the region is  $2.60 \text{ g cm}^{-3}$ . The mean topographic shielding across the catchment was calculated by applying the shielding equation on the DEM (Codilean, 2006).

We analyzed the correlation between the catchment-wide denudation rates and the following catchment-wide parameters: mean relief, mean slope, stream power and area. Both the mean slope and relief of each sampled catchment were calculated from the digital elevation model (DEM) generated from the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection (ASTER) dataset. The relief of each catchment was calculated by subtracting the minimum elevation from the mean catchment elevation (von Blanckenburg, 2005). The stream power  $\omega$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) was calculated by applying Eq. (2) (Goudie, 2004):

$$\omega = \frac{\rho Q g s}{w} \quad (2)$$

where,  $Q$  is discharge ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ),  $\rho$  is fluid density ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $g$  is gravity ( $\text{m s}^{-2}$ ),  $s$  is slope ( $\text{m m}^{-1}$ ) and  $w$  is width ( $\text{m}$ ). Simplifying Eq.(2) by applying  $Q$ , we have Eq. (3):

$$\omega = \rho g d v s \quad (3)$$

where  $d$  is depth ( $\text{m}$ ) and  $v$  is velocity ( $\text{m s}^{-1}$ ). Fluid density equals  $1 \text{ kg dm}^{-3}$  and gravity equals  $10 \text{ m s}^{-2}$ . We obtained the other variables from field measurements at each stream during the dry season (winter).

## 4.2.5 - Results

### *Cosmogenic Nuclide-Derived Denudation Rates and Morphometric Parameters*

The Cristiano Otoni highland catchment-wide mean denudation rate derived from *in situ* produced cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  is  $7.41 (\pm 1.55) \text{ m My}^{-1}$  and ranges from  $5.21 (\pm 0.01)$  to  $9.73 (\pm 0.03) \text{ m My}^{-1}$ , while the escarpment mean denudation rate is  $14.68 (\pm 1.55) \text{ m My}^{-1}$  and ranges from  $12.64 (\pm 0.09)$  to  $17.01 (\pm 0.10) \text{ m My}^{-1}$  (Table 2 and Fig. 5). The São Geraldo highland mean denudation rate is  $12.55 (\pm 3.18) \text{ m My}^{-1}$  and ranges from  $9.09 (\pm 0.03)$  to  $19.30 (\pm 0.13) \text{ m My}^{-1}$ , while the escarpment mean denudation rate is  $18.12 (\pm 2.77) \text{ m My}^{-1}$  and ranges from  $14.44 (\pm 0.19)$  to  $23.07 (\pm 0.26) \text{ m My}^{-1}$  (Table 2; Fig. 5). The catchments of highlands that drains toward the escarpment have denudation rates of  $12.82 (\pm 0.12) \text{ m My}^{-1}$  for the São Geraldo Step, and  $6.04 (\pm 0.01) \text{ m My}^{-1}$  and  $8.30 (\pm 0.02) \text{ m My}^{-1}$  for the Cristiano Otoni Step (Table 2; Fig. 5). A more heterogeneous pattern is observed for the highlands, where the pattern deviations of denudation rates are 20.94 % and 25.4 % for Cristiano Otoni and São Geraldo, respectively. In contrast, the escarpment fronts show relatively lower pattern deviations of 10.6 % and 15.3 %.

The Cristiano Otoni highland has the lower level relief ranging from 47 to 82 m with a mean value of  $58.6 (\pm 18.4) \text{ m}$ , whereas the escarpment relief ranges from 120 to 146 m with a mean of  $135.3 (\pm 13.6) \text{ m}$ . The catchment relief of the São Geraldo highland ranged from 56 to 69 m with a mean relief of  $62.0 (\pm 5.9) \text{ m}$ . The escarpment front has the highest relief ranging from 204 to 291 m with a mean value of  $251.2 (\pm 39.5) \text{ m}$  (Tabela 4-2; Figura 4-16). The Cristiano Otoni highland is the flattest domain with catchment relief ranging from 0.153 to 0.229  $\text{m m}^{-1}$  and a mean slope of  $0.185 (\pm 0.030) \text{ m m}^{-1}$ ; the catchment slope of the escarpment front ranges from 0.249 to 0.288  $\text{m m}^{-1}$  with a mean of  $0.269 (\pm 0.020) \text{ m m}^{-1}$ . The São Geraldo highland slope ranges from 0.189 to 0.244  $\text{m m}^{-1}$  with a mean slope of  $0.216 (\pm 0.017) \text{ m m}^{-1}$ . The escarpment front of the São Geraldo Step is the steepest domain with slope that ranges from 0.283 to 0.328  $\text{m m}^{-1}$  with a mean slope of  $0.301 (\pm 0.019) \text{ m m}^{-1}$  (Tabela 4-2; Figura 4-16).

Tabela 4-2 - Cosmogenic nuclide (<sup>10</sup>Be) data and denudation rates

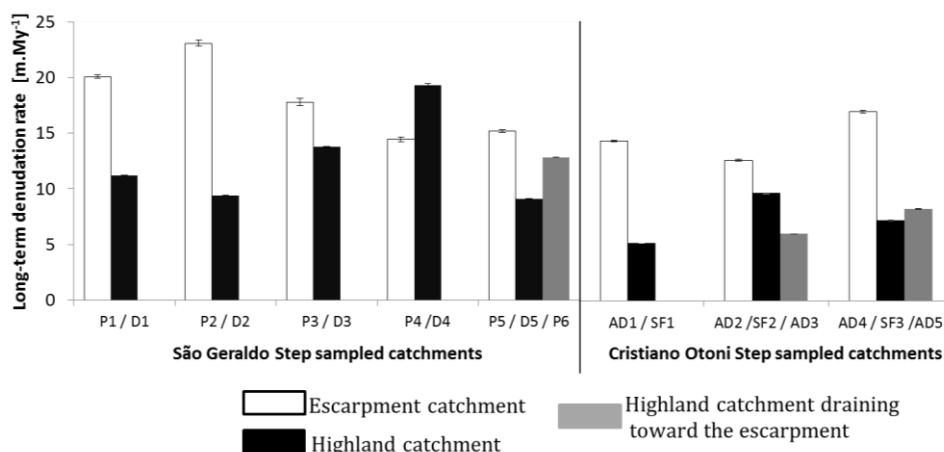
Sam- ple ID <sup>a</sup>	Site <sup>b/</sup> Location <sup>c</sup>	Latitude (degree)	Longi- tude (degree)	Average catch- ment al- titude	Average catchment relief (m)	Ca- tch- ment area (km <sup>2</sup> )	Average catchment slope (m m <sup>-1</sup> )	Production rate cor- rection fac- tor	Normalized <sup>10</sup> Be concen- tration (10 <sup>5</sup> atoms g <sup>-1</sup> )	Denuda- tion rate - ε (mm My <sup>-1</sup> )
SF1	CO H	-20,7180	-43,7160	1014	35	3,0	0,15	1,426	7,88 ± 0,23	5,21 ± 0,01
SF2	CO H	-20,7358	-42,7794	1041	68	4,4	0,18	1,455	4,55 ± 0,14	9,73 ± 0,03
SF3	CO H	-20,8265	-43,7768	1070	52	3,8	0,20	1,489	6,06 ± 0,20	7,28 ± 0,02
AD1	CO E	-20,7353	-43,6516	905	146	6,0	0,25	1,317	2,89 ± 0,10	14,38 ± 0,08
AD2	CO E	-20,7552	-43,6699	876	120	4,4	0,27	1,290	3,20 ± 0,15	12,64 ± 0,09
AD3	CO H	-20,7473	-43,7265	1038	47	4,7	0,17	1,452	7,02 ± 0,22	6,04 ± 0,01
AD4	CO E	-20,8060	-43,7008	912	140	3,6	0,29	1,326	2,48 ± 0,08	17,01 ± 0,10
AD5	CO H	-20,8191	-43,7349	1061	82	2,7	0,23	1,479	5,34 ± 0,16	8,30 ± 0,02
D1	SG H	-20,9304	-42,9233	807	56	5,9	0,21	1,232	3,43 ± 0,11	11,18 ± 0,04
D2	SG H	-20,8525	-42,8752	770	56	5,8	0,19	1,196	3,92 ± 0,12	9,42 ± 0,03
D3	SG HE	-20,8606	-42,7745	792	69	7,8	0,21	1,216	2,80 ± 0,09	13,76 ± 0,06
D4	SG H	-20,8812	-42,6840	812	63	10,6	0,24	1,235	2,07 ± 0,07	19,30 ± 0,13
D5	SG HE	-20,8686	-42,6348	846	66	2,6	0,22	1,266	4,26 ± 0,19	9,09 ± 0,03
P1	SG E	-20,9556	-42,8901	682	278	4,4	0,29	1,124	1,83 ± 0,08	20,08 ± 0,16
P2	SG E	-20,9029	-42,8351	692	291	5,9	0,29	1,131	1,62 ± 0,15	23,07 ± 0,26
P3	SG E	-20,9132	-42,7767	686	204	7,7	0,28	1,126	2,05 ± 0,16	17,79 ± 0,34
P4	SG E	-20,9281	-42,7195	678	214	10,0	0,31	1,120	2,48 ± 0,12	14,44 ± 0,19
P5	SG E	-20,9327	-42,6588	677	269	3,0	0,33	1,119	2,37 ± 0,17	15,20 ± 0,12
P6	SG HE	-20,8949	-42,6543	857	94,0	2,5	0,22	1,277	3,12 ± 0,21	12,82 ± 0,12

<sup>a</sup> Sample ID: SF – São Francisco River Basin, AD and D – Doce River Basin, P – Parafba do Sul River Basin.

<sup>b</sup> Site codification: CO – Cristiano Otoni Step, SG – São Geraldo Step.

<sup>c</sup> Location codification: P – catchment draining the highland, E - catchment draining the highland toward the escarpment, HE – catchment draining the highland toward the escarpment.

The mean stream power of the Cristiano Otoni highland is 0.17 (±0.06) W m<sup>-2</sup>, ranging from 0.11 to 0.23 W m<sup>-2</sup>; the escarpment mean power is 0.21 (±0.06) W m<sup>-2</sup>, ranging from 0.12 to 0.28 W m<sup>-2</sup>. The mean stream power of São Geraldo highland is 0.20 (±0.12) W m<sup>-2</sup>, ranging from 0.05 to 0.38 W m<sup>-2</sup>. The escarpment mean power is 0.29 (±0.26) W m<sup>-2</sup>, ranging from 0.02 to 0.65 W m<sup>-2</sup> (Tabela 4-2; Figura 4-16). The São Geraldo escarpment has the highest stream power and the most heterogeneous pattern, with deviation pattern of ~90% of the mean value. The Cristiano Otoni escarpment has a mean stream power similar to the São Geraldo highland, but the values of the São Geraldo highland are more heterogeneous than those of the Cristiano Otoni escarpment.



**Figura 4-16 - Catchment-wide denudation rates of São Geraldo Step (left) and Cristiano Otoni Step (right).**

#### 4.2.6 - Discussion

##### *The Denudational Escarpments in Global Perspective*

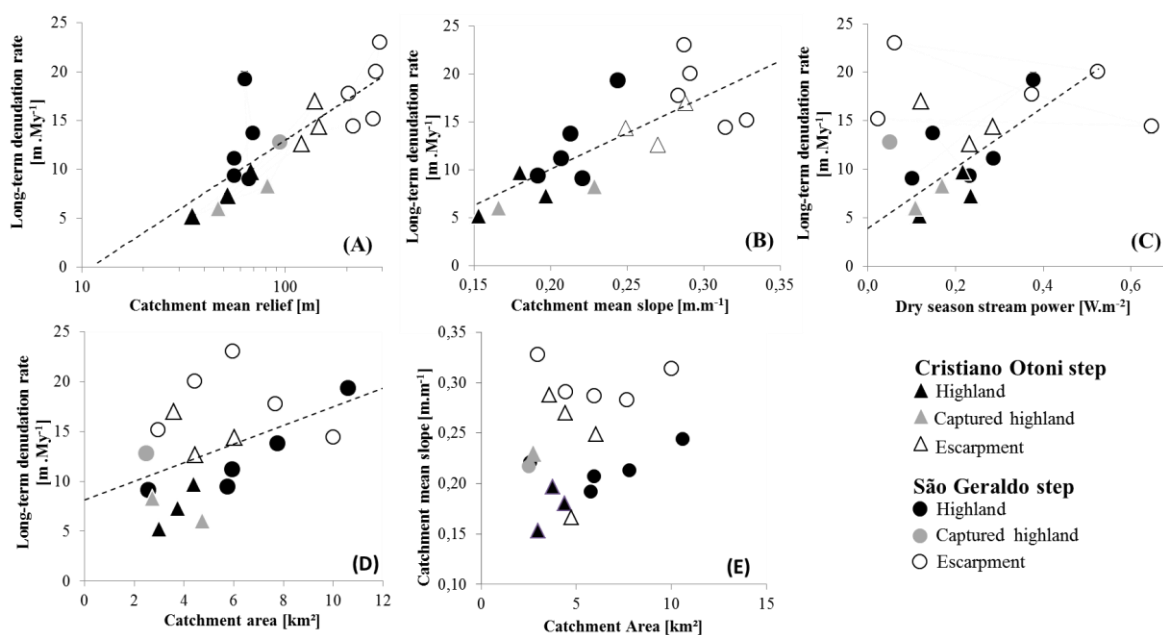
Both studied escarpments showed low denudation rates that are similar to those measured at other escarpments worldwide. Comparisons include the Namib Escarpment, where catchment-wide values of granitic environment denudation rates vary from 5.3 to 16.2 mm My<sup>-1</sup> (Bierman and Caffee, 2001); the Blue Ridge Escarpment, where the high plateau average denudation rate is 12.5 mm My<sup>-1</sup> and the escarpment itself erodes at 17.1 mm My<sup>-1</sup> (Sullivan et al., 2007); the Sri Lankan Escarpment, where the average apparent denudation rate of both plateau and escarpment are 3.93 and 46.33 mm My<sup>-1</sup>, respectively (Vanacker et al., 2007); and the Great Escarpment in SE Australia, with a plateau (highland) average denudation rate of 15.0 mm My<sup>-1</sup> (Heimsath et al., 2001) and with escarpment denudation rates ranging from 5.0 to 35.0 mm My<sup>-1</sup> (Heimsath et al., 2006). The same average denudation rates were measured at the Great Smoky Mountains, where rates vary between 25.0 and 30.0 mm My<sup>-1</sup> (Matmon et al., 2003). This similarity of denudation rates is evidence that the denudational escarpments separating the stepped surfaces of southeastern Brazil are evolving slowly, as are other escarpments around the globe. This general scenario confirms that denudation rates rarely exceed 10<sup>1</sup> m My<sup>-1</sup> in tectonically quiescent areas. This scenario also reveals that all the escarpments are eroding with similar mean Quaternary rates despite their different genesis, climatic history and age.

The results show that the escarpment denudation rates are higher than their respective highlands. Consequently, the escarpment headwaters are propagating headward, implying a long-term scenario in which the major river basins of the highlands lose area to the basins of their respective lowlands and escarpment fronts. Therefore, in southeastern Brazil, the Paraíba do Sul River Basin is invading areas that originally belonged to the Doce River Basin and concurrently the Doce River Basin is invading areas that originally belonged to the São Francisco River Basin. The catchments of highlands that drain toward the escarpment erode at the same rates as their corresponding highland river basins even though they are part of a different major river basin. Thus, for long-term landscape evolution, these catchments behave as any other catchment from their original highlands.

##### *Controls on Denudation Rates*

The individual denudation rates of both steps differ slightly from each other in that the Cristiano Otoni Step rates are smaller than those from the São Geraldo Step (Figura 4-16). This difference can be explained by the positive correlation between denudation rates and both relief and slope, and in light of the fact that the São Geraldo Step has a higher mean slope and higher mean relief for both the highland and the escarpment (Figura 4-17A and B; Tabela 4-2). The positive correlation is also observed for the

stream power (Figura 4-17) and catchment area of highland samples (Figura 4-17D), but not for escarpment samples.



**Figure 4-17 - Long-term denudation rates plotted against catchment-wide morphologic parameters: (A) catchment mean relief; (B) catchment mean slope; (C) dry season stream power; (D) catchment area. (E) Catchment mean slope plotted against catchment area.**

The positive correlation between denudation rates and mean relief and between denudation rates and slope (Figure 4-17A and B) provides evidence that similar controls over denudation rates extend to all of the sampled catchments, independently of site (São Geraldo and Cristiano Otoni) or domain (escarpment and highland). The general positive correlation between denudation rates, mean slopes and mean relief is similar to what was observed in other escarpments fronts (Riebe et al., 2000; Sullivan et al., 2007; Vanacker et al., 2007).

The positive correlation has been assumed to be dominant only in escarpments, where local base level readjustment controls river incision (von Blanckenburg, 2005), as observed in the Blue Ridge Escarpment (Sullivan et al., 2007) and in the Sri Lanka Escarpment (Vanacker et al., 2007). In the denudational escarpments that separate the stepped surfaces of southeastern Brazil, the correlation of denudation rates with relief and slope is also observed for the highlands, confirming the general relation between relief and denudation rates at low gradients (Ahnert, 1970; Montgomery and Brandon, 2002). At both of the study areas, the positive correlations of relief and slope to denudation rates are represented by the same trend line (Figure 4-17A and B).

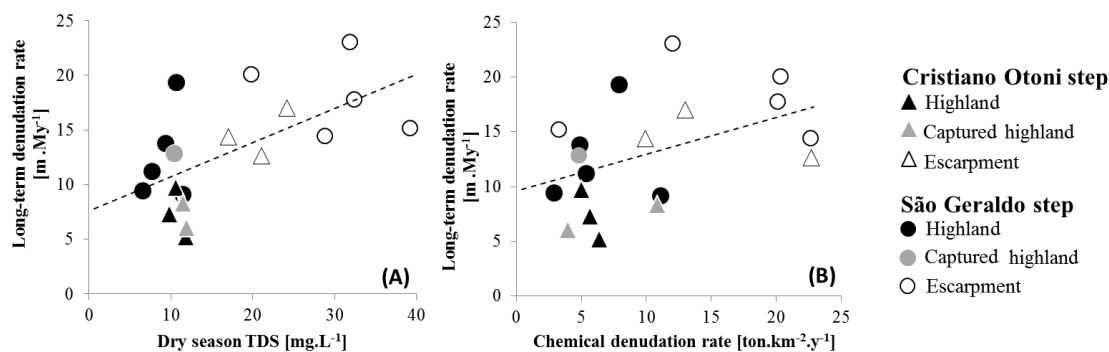
For escarpments, many authors assert that the general positive correlation between mean denudation rates and mean slope and relief might be linked to tectonic forcing, as observed in other escarpments (e.g., Matmon et al., 2003; Schaller et al., 2001; Vanacker et al., 2007; von Blanckenburg, 2005; Sullivan et al., 2007). Moreover, for many other authors, low values of the regional long-term denudation rates

observed in other escarpments were interpreted as a dynamic equilibrium condition (e.g., Bierman and Caffee, 2001; Cockburn et al., 2002; Hancock and Kirwan, 2007; Sullivan et al., 2007; van der Beek et al., 2002; van der Wateren and Dunai, 2001). On the other hand, Matmon et al., (2003) concluded, from their observations of the southern Appalachians Plateau, that when no correlation exists between denudation rates and catchment relief, the independence of slope and denudation rates is the result of the absence of landscape rejuvenation despite the slow evolution of the steps.

Von Blanckenburg (2005) states that rejuvenation of denudation is caused by uplift or by the lowering of the base level, as is revealed by positive correlation between relief and low denudation rates ( $10^2$  m  $\text{My}^{-1}$ ), such as in Middle Europe (Schaller et al., 2001). The correlation between the denudation rates and mean relief of the denudational escarpments of southeastern Brazil is similar to what Schaller et al. (2001) verified for Middle Europe, where the non-orogenic Neogene uplift is the likely dominant control over denudation, as stated by von Blanckenburg (2005). Plotting the denudation rates against dry season stream power reveals no clear general correlation (Figura 4-17C), as observed in the Sri Lanka Escarpment (Vanacker et al, 2007). However, individually, the highland samples show a positive correlation between stream power and denudation rate (Figura 4-17C).

In this study, a positive correlation between the denudation rates and area for the escarpment catchments is not observed for the largest catchments (Figura 4-17D). This lack of a correlation might be because part of the lower basins drains the lowland (not only the escarpment), reducing the mean slope and mean relief, resulting in an implied relative reduction of final denudation rates. For catchments in highlands, catchment area and mean slope are positively correlated (Figura 4-17E), what might be evidence of relief dissection in the highlands, what would explain the relative higher denudation rates for the larger sampled catchments (D4 and D3). By ignoring samples D3 and D4, the mean denudation rate of the São Geraldo highland is  $9.90 (\pm 0.86)$  m  $\text{My}^{-1}$ , which is quite similar to the Cristiano Otoni highland mean rate of  $7.41 (\pm 1.55)$  m  $\text{My}^{-1}$ . This similarity might be because both highlands correspond to segments of plateaus, where denudation rates are generally low. These relatively lower rates are also observed in other escarpments around the globe (Fleming et al., 1999; Bierman and Caffee, 2001; Heimsath et al., 2001; Sullivan et al., 2007; Vanacker et al., 2007).

Plotting denudation rates against the dry season total dissolved solids (TDS) - measured by Cherem et al. (2012) - demonstrates a general positive correlation (Figura 4-18A). Similarly to the TDS, the annual chemical denudation rates (Cherem et al., 2012) increase with long-term denudation rates (Fig. 7B). The coupling of chemical denudation rates and long-term denudation rates reveals their intense interdependence in tropical environments (Figura 4-18A and B; Thomas, 1994). Furthermore, the correlation between chemical denudation rates and long-term denudation rates is similar to what is observed for other granitic environments (Oliva et al., 2003; Riebe et al., 2004; Salgado et al., 2006).



**Figure 4-18 - Long-term denudation rates plotted against catchment-wide chemical parameters: (A) dry season TDS; (B) chemical denudation rate.**

This general homogenous control suggests that after initial faulting, the regional slow and continuous uplift of southeastern Brazil (Riccomini and Assumpção, 1999; Saadi et al., 2005) might be a regional factor controlling long-term denudation rates along the studied denudational escarpments. Moreover, this general homogenous control could explain why the denudational escarpments are evolving slowly, commensurate with the low long-term and chemical denudation rates of the Quaternary.

Our results show that the escarpment front is eroding faster than the highlands and, consequently, that the headwaters are propagating headward, implying a long-term scenario in which the major river basins of the highlands lose area to the basins of their respective lowlands and escarpment fronts. Therefore, in southeastern Brazil, the Paraíba do Sul River Basin is gaining area from the Doce River Basin, and the Doce River Basin is gaining area from the São Francisco River Basin.

#### 4.2.7 - Conclusion

Denudation rates calculated from *in situ* produced cosmogenic <sup>10</sup>Be are satisfactory for the purpose of quantifying the long-term evolution of denudational escarpments located along the interfluvies between the three major river basins of southeastern Brazil and for analyzing the geomorphic control on this denudation. These escarpments are experiencing low-intensity denudational processes controlled initially by faulting followed by regional uplift. This control is reflected by the combined influence of relief and slope on the denudation rates of both escarpments and highlands. The results demonstrate that the major river basins draining the escarpments gain area from the major river basins draining the highlands.



### 4.3 - O papel das capturas fluviais na evolução de bordas interplanálticas<sup>3</sup>

#### 4.3.1 - Resumo

O relevo do sudeste do Brasil corresponde a planaltos escalonados cujas drenagens se relacionam às grandes bacias hidrográficas brasileiras (São Francisco, Paraná, Doce e Paraíba do Sul). Muitas vezes são separados entre si por nítidos degraus morfológicos resultantes da diferença no potencial erosivo de suas cabeceiras de drenagem. Essas bordas interplanálticas são sistemas geomorfológicos constituídos por escarpas nos fronts das quais as cabeceiras de maior energia relativa avançam sobre seus respectivos reversos propiciando a instalação de capturas. Essas capturas alteram a dinâmica dos canais envolvidos (captor, capturado e decaptado) provocando uma ruptura no perfil de equilíbrio do canal capturado. Para o estudo do papel dessas capturas na evolução das bordas interplanálticas das quatro principais bacias do sudeste do Brasil, foram selecionadas três capturas, em diferentes estágios evolutivos (jovem, intermediária e madura). Nesse processo, verificou-se que a área capturada é dissecada e rebaixada até ser integrada ao planalto inferior, implicando, assim, no recuo da escarpa. Com a retração das escarpas define-se a disputa territorial entre as grandes bacias da região sudeste do Brasil. **Palavras-chave:** escarpas, morfodinâmica quaternária, geomorfologia regional.

#### 4.3.2 - Abstract

The stepped plateaus of southeastern Brazil correspond to four of the Brazilian major river basins (Paraná, São Francisco, Doce and Paraíba do Sul), being separated by morphologic steps that are resultant from the difference in the erosive potential of the headwaters along the interfluve. These interplateau borders are geomorphologic systems where the headwaters draining the escarpment front retreat towards the plateau that drains the reverse and may capture some streams. This process change the morphodynamics of the regional landscape being driven by the involved channels (captured, underfit and captor), causing the rupture of the equilibrium of these channels. To contribute to the understanding of this dynamics in the interplateau borders, this paper analyzes three stream captures in the stepped surfaces of the southeastern Brazil. The results show that each capture is in a different stage (young, intermediate and mature) and that there is an general evolution, where the captured area is dissected e downwearing, being integrated to the lower surface. It implies in the retreat of the escarpment front, which is an evidence of the 'territorial dispute' between the major river basins of southeastern Brazil. **Key words:** escarpment, Quaternary morphodynamics, regional geomorphology.

<sup>3</sup> **Autores:** Luis Felipe Soares Cherem; César Augusto Chicarino Varajão; Antônio Pereira Magalhães Júnior; Angélica Fortes Drummond Chicarino Varajão; André Augusto Rodrigues Salgado; Leticia Augusta Faria de Oliveira; William Zanete Bertolini. **Periódico:** Revista Brasileira de Geomorfologia, *SUBMETIDO*. **Agradecimentos:** Os autores agradecem à CAPES/COFECUB, ao CNPq e à FAPEMIG pelo apoio financeiro e incentivos à pesquisa.

### 4.3.3 - Introdução

O relevo do sudeste do Brasil, especificamente no estado de Minas Gerais, é caracterizado por planaltos escalonados drenados por diferentes bacias hidrográficas. Esses planaltos são, por vezes, separados por degraus morfológicos (escarpas), onde o controle litoestrutural não é determinante, sendo essas escarpas, portanto, resultantes da diferença no potencial erosivo em suas cabeceiras. Tal característica se deve ao fato da maior parte da área destas bacias estar localizada em regiões da Plataforma Sul-Americana que foram afetadas, em maior ou menor intensidade, pelo evento tectônico distensional terciário que deu origem ao “*Rift Continental do Sudeste do Brasil*” (Riccomini, 1989) ou “Sistema de Rifts Continentais do Sudeste do Brasil” (Zalán e Oliveira, 2005). Este evento distensional provocou um escalonamento regional de blocos, no qual bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul instalou-se no nível mais baixo, a bacia rio do Doce em nível intermediário e as cabeceiras do Paraná e do São Francisco nas terras mais altas.

Em geral, as cabeceiras que drenam a frente das escarpas têm maior energia que as cabeceiras que drenam seu reverso (Bierman e Caffee, 2001; Persano *et al.*, 2002; Heimsath *et al.*, 2006; Vanacker *et al.*, 2007; Burke *et al.*, 2009). Isso resulta em uma integração de ambientes de alta e baixa energia ao longo de um mesmo interflúvio (Dietrich e Dunne, 1993; Montgomery e Dietrich, 1994; Heimsath *et al.*, 2000; Anderson *et al.*, 2002). Assim, as cabeceiras de maior energia que drenam as frentes das escarpas avançam sobre as cabeceiras de menor energia que drenam os planaltos superiores permitindo a ocorrência de capturas fluviais, processos morfogenéticos de grande importância na esculturação das paisagens continentais, estudados com detalhes primeiramente por Gilbert (1877) e Davis (1899).

As capturas têm papel central na morfodinâmica de escarpas por acelerarem o recuo a partir da incisão da drenagem da área capturada (Modenesi-Gauttieri *et al.*, 2002; Oliveira, 2003; Oliveira e Queiroz Neto, 2007; Mikesell *et al.*, 2010; Prince *et al.*, 2010; 2011). Oliveira (2010) revisa amplamente os estudos que trataram as capturas fluviais no cenário nacional e internacional, descrevendo os principais mecanismos engendrados nos diversos tipos de capturas e as principais metodologias empregadas em seu estudo.

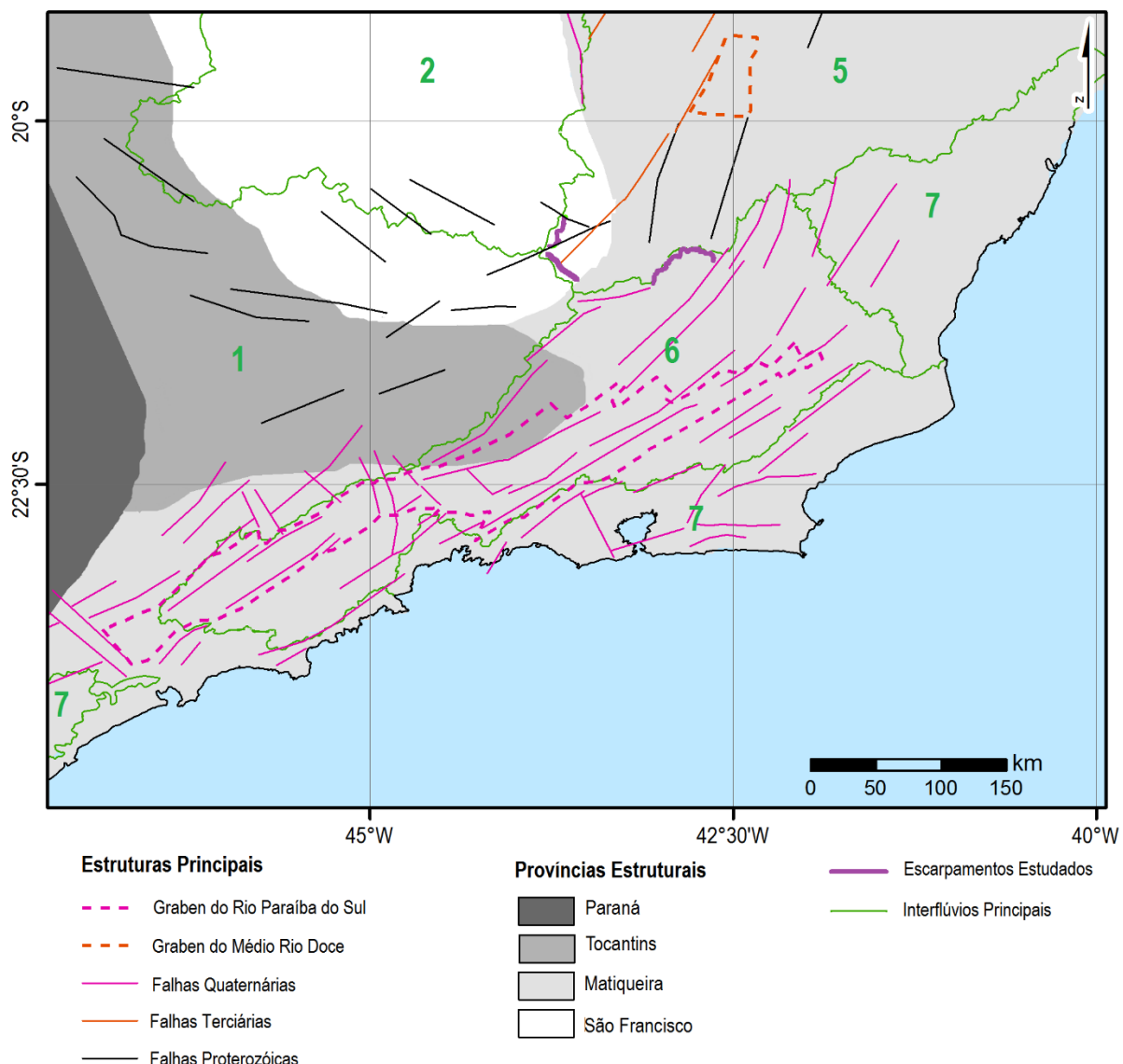
O termo captura fluvial nomeia o processo no qual uma cabeceira de drenagem apreende um curso fluvial e se apodera de toda a bacia a montante, definindo também a área onde ocorre essa apreensão na rede de drenagem (Summerfield, 1991; Huggett, 2007). Elas são importantes no estudo de escarpas por recondicionarem toda a morfodinâmica da bacia capturada a um novo nível de base (Oliveira, 2010). A dinâmica erosiva das áreas capturadas é regida pela dissecação do relevo e progressão das cabeceiras de drenagem, ocasionando a retração da escarpa (Prince *et al.*, 2011).

Em geral, a morfogênese de capturas em escarpas é iniciada com a incisão fluvial de uma cabeceira que drena essa escarpa (canal captor), apreendendo, em seguida, um canal que drena o planalto superior (canal capturado) que passa a drenar rumo ao planalto inferior. Como consequência, o novo nível de

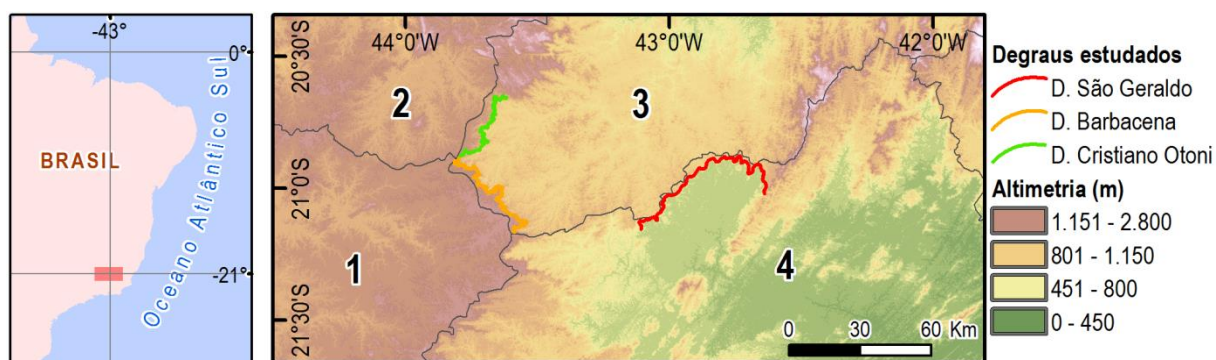
base local provoca o encaixamento da rede de drenagem que, por sua vez, leva ao rebaixamento das vertentes. Ao final do processo de captura, a escarpa terá recuado mais intensamente (Prince *et al.*, 2010). Já em 1957, Aziz Ab'Sáber discute as dificuldades em se estabelecer a hipótese, com bases científicas, a respeito da morfodinâmica das capturas fluviais, tratando especificamente da captura do alto curso do Rio Tieté pelo médio curso do Rio Paraíba do Sul (AB'SÁBER, 1957). O autor aponta a necessidade de haver uma argumentação geomorfológica e geológica convincentes para que o tema seja tratado adequadamente. Nesse contexto, esse artigo objetiva contribuir para o entendimento do papel das capturas fluviais na morfodinâmica das escarpas que constituem as bordas interplanálticas que dividem as quatro principais bacias do sudeste de Minas Gerais, sendo descritas três grandes capturas e analisados seus estágios evolutivos.

#### **4.3.4 - Área de estudo**

O relevo escalonado do leste do Brasil é uma consequência de longo termo de três episódios tectônicos distensivos (Figura 4-19): (i) o primeiro episódio corresponde a instalação de uma margem continental passiva após a separação do Continente Gondwana (Brito Neves, 2003), (ii) em seguida, o Sistema de Riftes Cenozóicos no Sudeste do Brasil desenvolveu-se devido à tectônica distensiva do Terciário (Almeida, 1981; Riccomini, 1989; Zalán e Oliveira 2005) e (iii) por fim, uma tectônica distensiva quaternária formou o Sistema de Lagos Tectônicos no médio curso do Rio Doce (Riccomini e Assumpção 1999, Saadi *et al* 2005, Mello *et al.*, 1999). Além desses eventos, a região tem estado sob epirogenia não-orogênica durante todo o Cenozóico, reativando estruturas herdadas dos eventos anteriores (Riccomini e Assumpção, 1999; Saadi *et al.*, 2005). Três grandes capturas localizadas em diferentes bordas interplanálticas foram selecionadas nesse estudo (Figura 4-20B): Captura de São Vicente de Paula, Captura de Carandaí e Captura de Dom Silvério localizadas, respectivamente, no Degrau de Cristiano Ottoni (entre os interflúvios entre as bacias dos rios São Francisco e Doce), no Degrau de Barbacena (entre as bacias dos rios Paraná e Doce) e no Degrau de São Geraldo (entre os rios Doce e Paraíba do Sul).



**Figura 4-19 - Mapa geotectônico do sudeste do Brasil mostrando os limites entre as províncias tectônicas; os principais falhamentos cenozóicos e; os limites entre as principais bacias hidrográficas.**



**Figura 4-20 - Localização das escarpas estudadas. (1) Bacia do Rio Paraná, (2) Bacia do Rio São Francisco, (3) Bacia do Rio Doce e (4) Bacia do Rio Paraíba do Sul.**

A escolha destas capturas se deve ao fato de estarem situadas em escarpas que não apresentam controle litoestrutural determinante, ou seja, elas não são escarpas de falha ou escarpas de linha de falha e apre-

sentam homogeneidade na composição do substrato rochoso (granitoides). Analisamos capturas condicionadas principalmente pela diferença no potencial erosivo de cabeceiras (Figura 4-21B). Adicionalmente, apesar da existência de capturas fluviais de diversos tamanhos, com áreas variando entre  $10^1$  e  $10^2$  km<sup>2</sup>, optou-se por selecionar as três com área superior a 20 km<sup>2</sup>, tendo em vista as relações marcantes na paisagem entre os processos e suas morfologias.

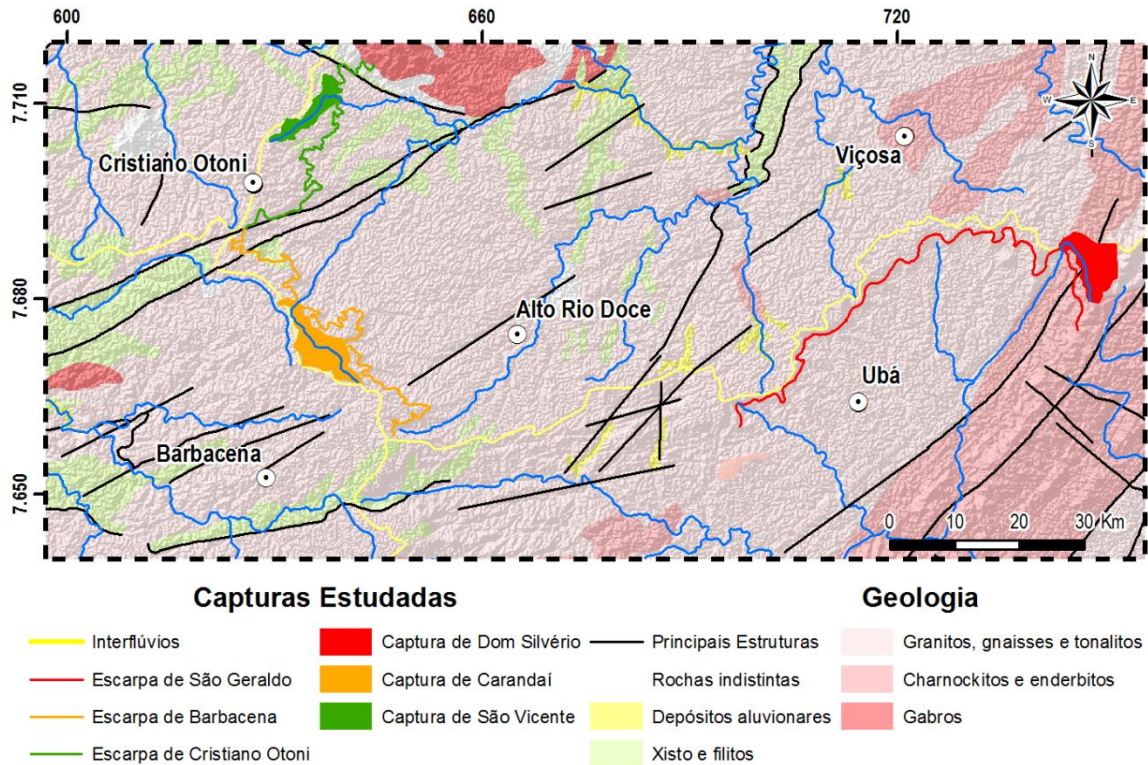


Figura 4-21 - Mapa geológico representando as capturas estudadas. Adaptado de COMIG e CPRM (2003).

#### ***Degrau de São Geraldo (Rio Doce / Rio Paraíba do Sul – Captura de Dom Silvério)***

Esse degrau tem 65 km de extensão e sentido principal N45E. Seu formato planimétrico é semelhante a um arco com concavidade voltada para o platô inferior (SW). A diferença altimétrica entre sua base (400 m) e seu topo (850 m) é, em média, de 450 m, chegando a 550 m na porção N. O substrato é formado principalmente por rochas granitoides riacianas do Complexo Piedade (2,3Ga), metamorfizadas ou não (Figura 2; COMIG e CPRM, 2003). A captura analisada está localizada na porção nordeste desse degrau e sua área de contribuição tem 55,4 km<sup>2</sup>. A essa grande captura foi dado o nome de Captura de Dom Silvério. O relevo das duas bacias hidrográficas apresenta, em ambos os lados da escarpa, classes de declividade semelhantes e variando de moderadamente ondulado a suavemente ondulado.

#### ***Degrau de Barbacena (Rio Paraná / Rio Doce – Captura de Carandaí)***

Esse degrau tem 60,2 km de extensão, sendo retilíneo e tendo sentido principal N30W. A diferença altimétrica entre sua base (800 m) e seu topo (1.200 m) é de, em média, 400 m, chegando a 550 m na

porção SE. Predominam rochas granitóides da Suíte Intrusiva Riacciana Ressaquinha (2,3 Ga) (Figura 2; COMIG e CPRM, 2003). Na porção central dessa escarpa, localiza-se uma captura fluvial com 66,9 km<sup>2</sup> à qual foi dado o nome de Captura de Carandaí. O relevo da bacia do Rio Doce é ondulado a moderadamente ondulado e o da bacia do Rio Paraná é moderado a suavemente ondulado.

#### ***Degrau de Cristiano Otoni (Rio São Francisco / Rio Doce – Captura de São Vicente)***

Esse degrau tem 37,0 km de extensão, sendo retilíneo e apresentando sentido principal N20E. A diferença altimétrica entre sua base (750 m) e seu topo (1.050 m) tem, em média, 250 m atingindo 350 m na porção SW. Predominam as rochas granitóides da Suíte Intrusiva Riacciana Alto Maranhão (2,1 Ga) (Figura 2; COMIG e CPRM, 2003). Na porção central dessa escarpa, localiza-se uma captura fluvial que tem 22,4 km<sup>2</sup> de área à qual foi dado o nome de Captura de São Vicente. O relevo da bacia do Rio Doce, na região, é moderado a fortemente ondulado e o da bacia do Rio São Francisco é predominantemente suave-ondulado.

#### **4.3.5 - Metodologia**

A análise do papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas compreendeu a descrição das feições observadas nas folhas topográficas e daquelas observadas em campo. A análise cartográfica baseou-se em modelos digitais de elevação (MDE) gerados a partir de dados ASTER e em folhas topográficas de escala 1:50.000 do IBGE.

Na análise cartográfica foi descrita a atual geometria da rede de drenagem por meio da interpretação de perfis longitudinais e transversais dos canais fluviais. A observação de campo concentrou-se na descrição dos vales fluviais e dos pontos de captura, sendo descritos os vales e os canais adjacentes aos canais capturados. Essas técnicas foram empregadas em função de permitirem a obtenção de resultados positivos na interpretação da dinâmica de capturas fluviais, como resumem Oliveira e Queiroz Neto (2007).

A morfologia dessas capturas foi descrita individualmente, sendo consideradas as características do canal captor, do canal capturado, do canal capturado com fluxo invertido e do vale seco. Em seguida, foi discutido o papel dessas capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas estudadas.

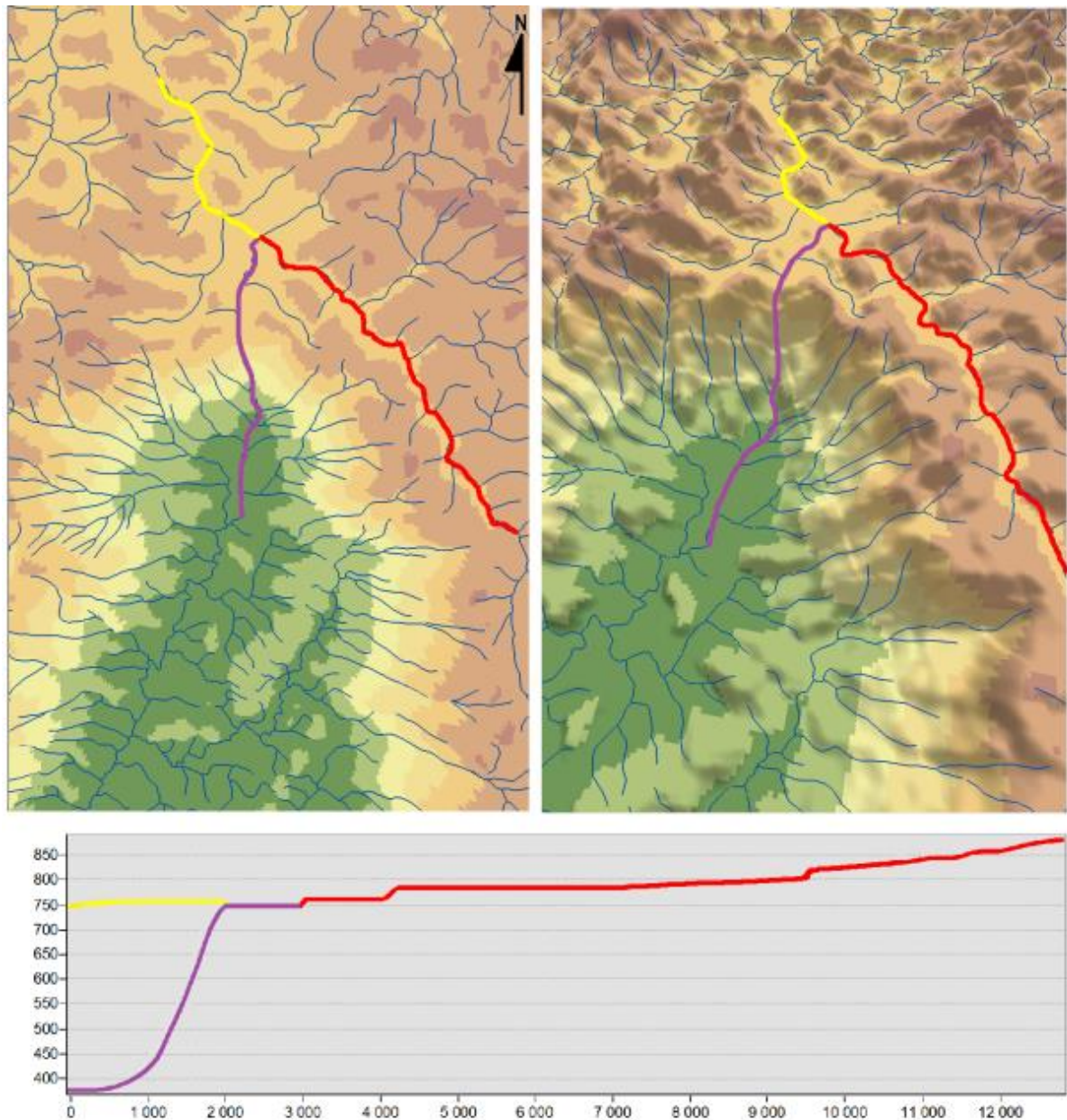
#### **4.3.6 - Descrição Morfológica das Capturas Fluviais das Bordas Interplanálticas**

##### ***Captura de Dom Silvério***

O canal capturado corresponde à cabeceira decapitada do Córrego das Tábuas (pertencente à bacia do Rio Doce) que foi apreendido por uma das cabeceiras do Rio dos Bagres (bacia do Rio Paraíba do Sul) (Figura 4-22). O canal responsável pela captura (canal captor) atravessa a escarpa com perfil encaixado, intercepta o canal capturado a 1 km de distância da crista (Figura 4-22A) e tem curso encachoeirado com 350 m de desnível entre a crista e a base da escarpa (Figura 4-23A). No trecho onde ocorre a captura, a planície do canal capturado preserva suas cotas altimétricas originais (750 m), sendo ainda



morfológicamente contínuo ao trecho não capturado. Em geral, o vale e os morros adjacentes são similares àqueles da porção não capturada (Figura 4-23B e C).



**Figura 4-22 - Representação do relevo (canto superior esquerdo), perspectiva tridimensional (canto superior direito) e perfil longitudinal (inferior) da captura de São Vicente de Paula entre as bacias do Rio São Francisco (alto planalto) e do Rio Doce (baixo planalto). Perfis longitudinais do canal capturado (vermelho), vale decapitado com canal desajustado (amarelo), canal captor (lilás). Escala vertical e horizontal em metros. Exagero vertical de 10 vezes.**

A incisão fluvial restringe-se aos últimos 2 km do canal capturado, estando encaixado cerca de 2,5 m em relação ao topo da planície. Esse trecho é limitado a montante por uma sequência de cachoeiras com cerca de 30 m de desnível altimétrico (Figura 4-22B). Essas cachoeiras servem de soleira geomórfica, fazendo com que as características originais fossem preservadas em toda a bacia à montante. O vale decapitado (*beheaded valley*) que verte rumo ao Rio Doce apresenta canal desajustado (*underfit stream*)

às características desse vale e não apresenta encaixamento (Figura 4-23C). As características dessa captura são indícios que o reafeiçoamento morfodinâmico da paisagem se restringe ao vale diretamente afetado pela captura.



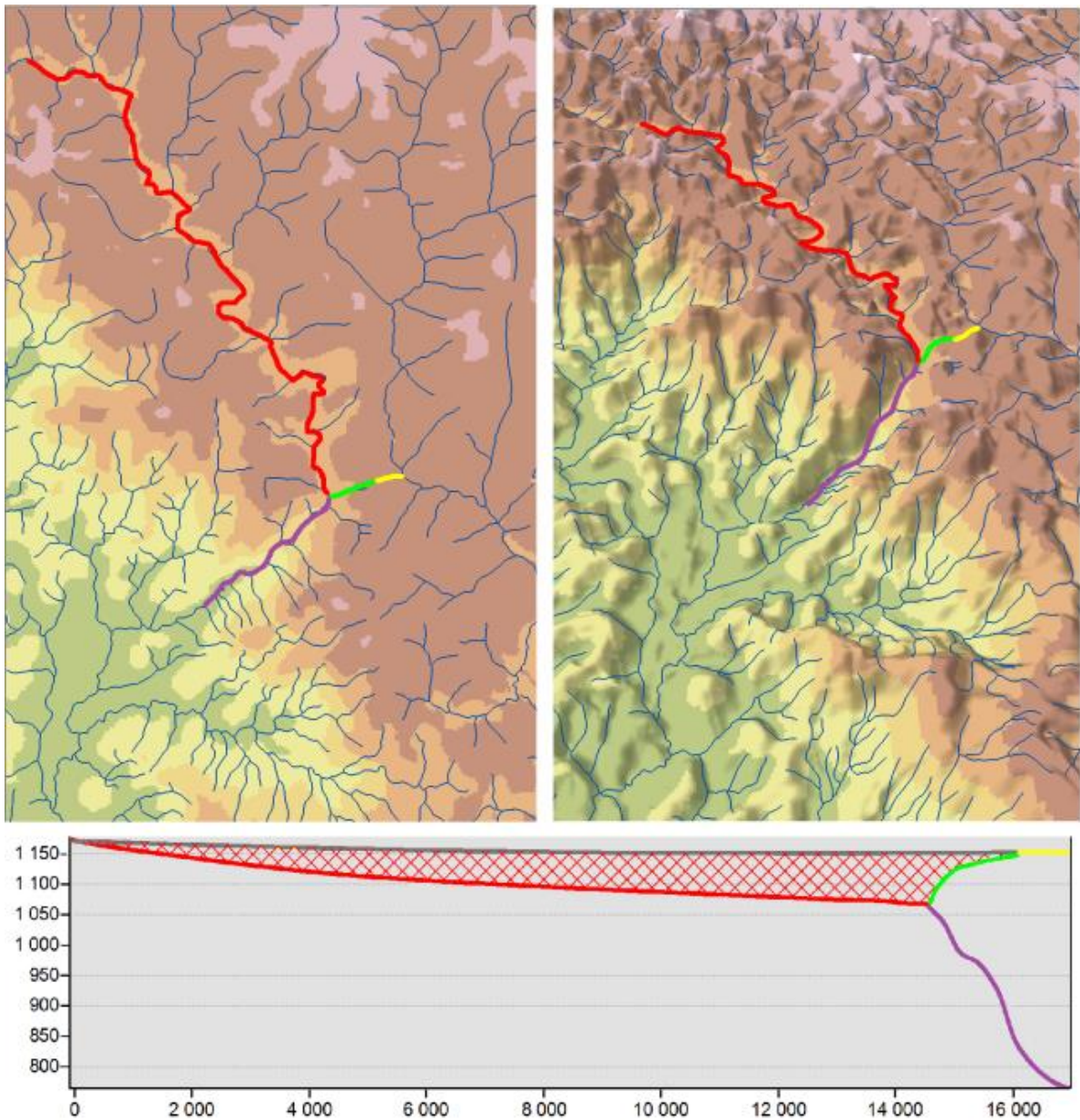
**Figura 4-23 - Canal captor encachoeirado sobre o escarpamento (superior), drenagem encaixada 2,5 m na planície fluvial, em afluente esquerdo do canal capturado em Dom Silvério (canto inferior esquerdo) e vale seco ainda drenado no planalto superior (canto inferior direito).**

### ***Captura de Carandaí***

Essa captura fluvial corresponde à cabeceira decapitada do Rio Carandaí (bacia do Rio Paraná) apreendida por uma cabeceira do Rio Piranga (bacia do Rio Doce) (Figura 4-24). A captura apresenta, além do curso principal capturado, a inversão da drenagem de um trecho de seu vale decapitado (*beheaded valley*) com canal desajustado (*underfit stream*) (Figura 4-24C). O canal captor flui sobre a escarpa por 2,5 km entre a crista (1.070 m) e a base (780 m; Figura 4-25A), sendo composto por trechos encachoeirados que fluem sobre o substrato rochoso com carga de leito composta por matacões graníticos pouco alterados (Figura 4-25B), intercalados por trechos quase planos que fluem sobre depósitos aluviais.

O canal captor ainda flui sobre a escarpa, mas o ponto de inflexão da drenagem onde ocorreu a captura já está a 1.050 m de altitude, ou seja, a 100 m abaixo do planalto superior, o que indica a ocorrência de incisão fluvial do canal capturado (Figura 4-24C), sendo que suas cabeceiras encontram-se na mesma cota altimétrica que o planalto superior (1.150 m). Essas características são indícios de que o reafeiçoamento morfodinâmico da paisagem atua em parte do vale do canal capturado, mas não na morfologia dos morros dessa bacia e atua também em toda a bacia que teve a drenagem invertida.





**Figura 4-24 - Representação do relevo (canto superior esquerdo), perspectiva tridimensional (canto superior direito) e perfil longitudinal (inferior) da captura de Carandaí entre as bacias do Rio Paraná (alto planalto) e do Rio Doce (baixo planalto). Perfis longitudinais do canal original (cinza), canal capturado (vermelho), canal desajustado com inversão de drenagem (verde), canal captor (lilás), vale decapitado com canal desajustado (amarelo) e volume de relevo removido desde o início da captura (preenchimento quadriculado vermelho). Escala vertical e horizontal em metros. Exagero vertical de 15 vezes.**



Figura 4-25 - Vista do vale seco (linha amarela) com crista da escarpa no limite esquerdo da fotografia (superior) e vista dos canais captor (linha lilás), capturado (linha vermelha) e desajustado com inversão de drenagem (linha verde) (inferior).

### *Captura de São Vicente de Paula*

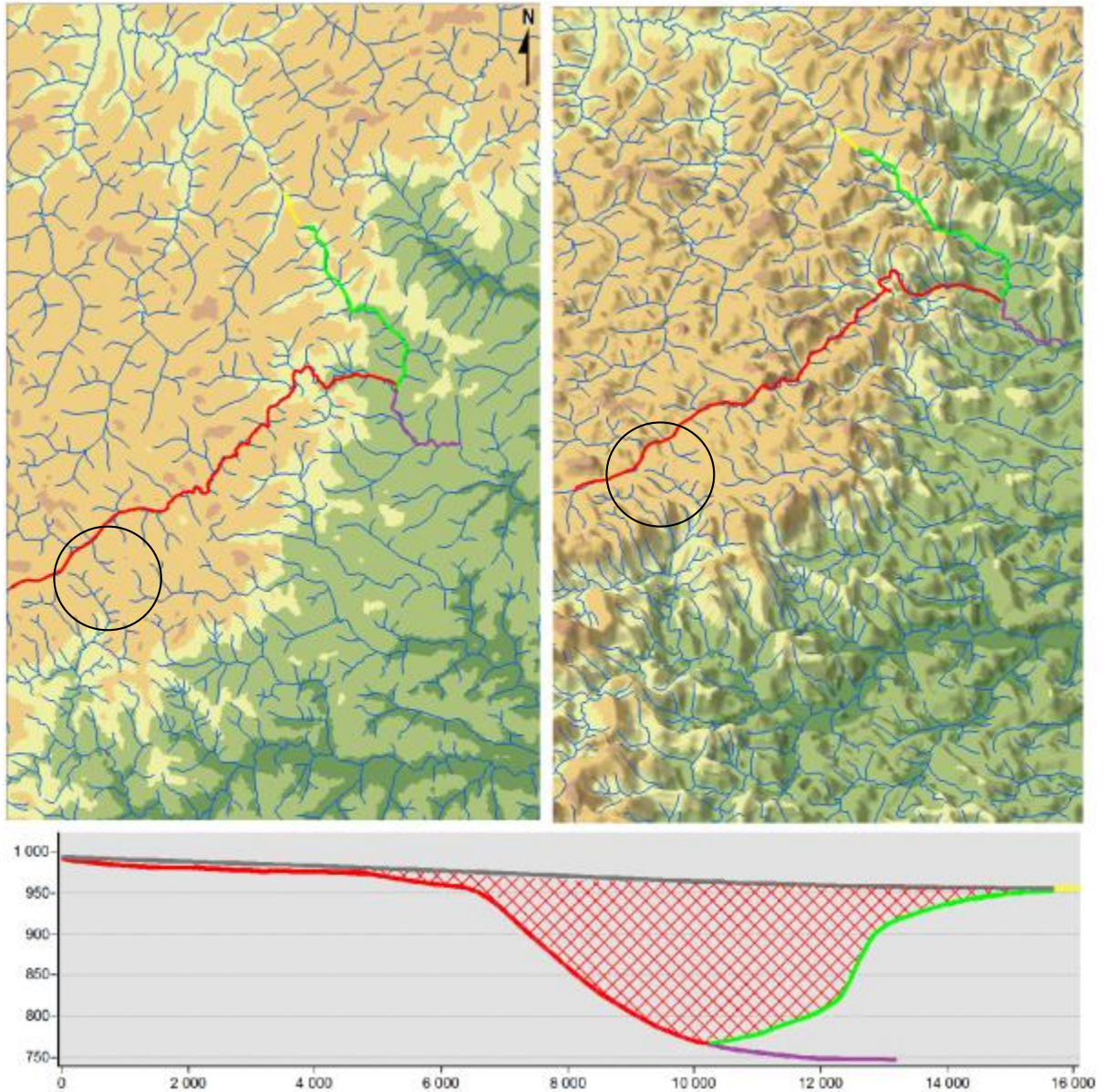
Essa captura corresponde à cabeceira decapitada do Ribeirão dos Almeidas (bacia do Rio São Francisco) que foi apreendida por uma cabeceira do Ribeirão Água Limpa (bacia do Rio Doce) (Figura 4-26A, B e Figura 4-27A). Analogamente ao que foi observado na Captura de Carandaí, ocorreu inversão da drenagem de um trecho de seu vale decapitado (*beheaded valley*) com canal desajustado (*underfit stream*). Os altos cursos de ambos encontram-se sobre o planalto superior e seus respectivos médios cursos encontram-se na escarpa (Figura 4-26C).

O ponto de inflexão da drenagem onde ocorreu a captura já está na cota altimétrica média do planalto inferior (755 m) e a posição atual da crista da escarpa está a 4 km de sua posição original em ambos os canais capturados. Assim, esses canais que antes drenavam o planalto superior, drenam a frente da escarpa. Isso significa dizer que, desde que a captura ocorreu, próximo a 960 m de altitude, o canal captor encaixou 200 m (Figura 4-26C) ao passo que a crista da escarpa, que antes estava no ponto de captura, recuou 4 km, mudando o contexto dos canais capturados de canais de planalto para canais de escarpa.

As porções desses canais que fluem sobre a escarpa correspondem a trechos sinuosos e vales fluviais amplos intercalados por trecho retilíneos e vales estreitos e declivosos (Figura 4-27B). Foram observados depósitos fluviais detríticos nas médias vertentes que bordejam os trechos declivosos dos canais em questão. Os afluentes desses canais se apresentam encaixados na forma de vales em “v”, havendo ruptura de declividade entre a média vertente e a baixa vertente (Figura 4-27C). As características dessa captura são indícios de que o reafeiçoamento morfodinâmico da paisagem atua em toda a bacia capturada e na bacia que teve a drenagem invertida.



Na porção central da escarpa, é observado um canal efêmero que drena a escarpa cuja cabeceira encontra-se no reverso (atrás da crista da escarpa) e dentro da planície fluvial do alto trecho do canal principal da captura de São Vicente de Paula (Figura 4-26A e B - área circulado em preto). Trata-se de um início de uma captura acontecendo em outra parte da bacia já capturada.



**Figura 4-26 -Representação do relevo (canto superior esquerdo), perspectiva tridimensional (canto superior direito) e perfil longitudinal (inferior) da captura de São Vicente de Paula entre as bacias do Rio São Francisco (alto planalto) e do Rio Doce (baixo planalto). Destaque (circulo preto) para vale em processo de captura em (A) e (B). Perfis longitudinais do canal original (cinza), canal capturado (vermelho), canal desajustado com inversão de drenagem (verde), canal captor (lilas), vale decapitado com canal desajustado (amarelo) e volume de relevo perdido desde o início da captura (preenchimento quadriculado vermelho). Escala vertical e horizontal em metros. Exagero vertical de 15 vezes.**



**Figura 4-27 - Vista da frente da escarpa (superior), sucessão de trechos de vale fluvial plano com canal sinuoso (linha tracejada em azul) e de vale declivoso com canal retilíneo (linha contínua em azul) (inferior esquerdo); contínua dissecação do relevo pelo canal capturado e conseqüente escalonamento dos depósitos colúviais e aluviais (linha tracejado em branco) (inferior direito).**

#### **4.3.7 - Os Diferentes Estágios Evolutivos das Capturas Fluviais Estudadas e Implicações na Morfodinâmica das Bordas Interplanálticas**

A morfodinâmica de capturas fluviais em bordas interplanálticas apresenta um modelo evolutivo típico, no qual a área capturada é dissecada e rebaixada até ser assimilada pela morfodinâmica do planalto inferior, implicando, assim, no recuo da escarpa.

Na Captura de Dom Silvério, o canal capturado ainda preserva, em toda sua extensão, perfil longitudinal semelhante ao seu perfil original. Na Captura de Carandaí, o canal capturado apresenta um rebaixamento e um pequeno trecho do seu vale decapitado com canal desajustado com inversão de drenagem. Na Captura de São Vicente de Paula, um grande trecho do canal capturado, bem como do canal desajustado com drenagem invertida encontram-se na escarpa.

As três capturas apresentam áreas de influências distintas: em Dom Silvério ela se restringe ao ponto de captura, em Carandaí ela engloba os trechos proximais do canal capturado e do canal desajustado e em São Vicente ela engloba amplas extensões desses canais. Nesse sentido, nos vales da Captura de Dom Silvério encontram-se terraços fluviais embutidos, ao passo que, nas encostas dos vales das capturas de Carandaí e São Vicente de Paula observam-se depósitos fluviais residuais. Assim, pode-se dizer que a Captura de Dom Silvério se encontra em um estágio inicial, a Captura de São Vicente de Paula, em um

estágio de amadurecimento e a Captura de Carandaí, em um estágio intermediário entre as outras duas capturas. Portanto, as capturas analisadas apresentam características distintas que estão associadas a diferentes estágios de evolução. O canal efêmero de escarpa cuja cabeceira já está na alta planície do canal principal da captura de São Vicente de Paula caracteriza o momento que antecede uma captura fluvial, haja visto que o canal que drena a escarpa já cruza sua crista e tem sua cabeceira na planície fluvial de um canal que drena o planalto superior.

O desenvolvimento dessas capturas, com áreas capturadas da ordem de 10 km<sup>2</sup>, localizadas nos degraus que dividem as grandes bacias hidrográficas tem implicações para a dinâmica de ambas as bacias envolvidas nos processos de captura (a que perde e a que ganha área). O canal principal da bacia decapitada perde um volume significativo de água e de sedimentos, fazendo com que os processos erosivos e deposicionais tornem-se menos intensos em toda a extensão atingida. Isso implica um trecho de médio ou baixo curso de um canal que passa a ocupar o papel de cabeceira. O canal principal da bacia captora ganha, por sua vez, um volume significativo de água e de sedimentos, o que implica no incremento do potencial erosivo de todo o trecho à jusante. Ao atingir a base da escarpa, o canal perde competência de transporte devido à redução abrupta do gradiente. Além disso, a bacia capturada, que mantém seu volume de água original, passa a ser controlada por um novo nível de base e condições de maior energia, respondendo com o incremento do grau de dissecação.

Por fim, é importante salientar que os resultados acima apresentados demonstram que as capturas fluviais constituem um processo fundamental na evolução do relevo do sudeste mineiro e das bacias hidrográficas que drenam esta região: Paraíba do Sul, Doce, Paraná e São Francisco. Neste contexto, a regressão das escarpas em forma de degrau no relevo faz com que as bacias que ocupam a porção inferior da escarpa aumentem sua área em detrimento daquelas que se localizam na parte superior. Sendo assim, a Bacia do Paraíba do Sul se apropria de áreas da Bacia do Doce e esta bacia, por sua vez, se apodera de áreas das bacias do São Francisco e do Paraná. Para as três áreas o processo se inicia em um estágio exemplificado pela captura de Dom Silvério. Evolui para um estágio semelhante ao da captura de Carandaí. Por fim, a área da captura é incorporada a escarpa em regressão e adquire as características da captura de São Vicente de Paula. Tal fato evidencia a importância do nível de base para a evolução do relevo, pois as bacias com nível de base mais baixo aumentam sua área em detrimento daquelas cujo nível se localiza em porções mais elevadas.

#### **4.3.8 - Considerações Finais**

Os resultados revelaram que: (i) as capturas fluviais estudadas se encontram em diferentes estágios evolutivos; (ii) as capturas aceleram a retração das escarpas ao capturar áreas que se encontram em seus reversos e que estavam ajustadas a um nível de base superior; (iii) esse processo vem resultando no rebaixamento médio do relevo das bordas interplanálticas capturadas, contribuindo para a morfodinâmica regional das escarpas; e (iv) a conseqüente retração dessas escarpas em um cenário de longo termo

define a perda de área e muitas vezes de um volume de relevo das bacias que drenam os planaltos superiores para as bacias que drenam os planaltos inferiores. Portanto, as grandes capturas têm um importante papel na morfodinâmica das bordas interplanálticas e seu estudo auxilia a compreensão da forte relação entre arranjos espaço-temporais da rede hidrográfica e evolução do relevo regional. Neste contexto, como resposta ao evento distensional que afetou a Plataforma Sul-Americana no SE do Brasil durante o Terciário, os resultados evidenciam uma dinâmica em que a Bacia do Paraíba do Sul captura áreas da Bacia do Doce que, por sua vez, se apodera de áreas das bacias do São Francisco e do Paraná.

## 4.4 - Relações pedomorfológicas nas bordas dos planaltos escalonados do sudeste de Minas Gerais<sup>4</sup>

### 4.4.1 - Resumo

Os planaltos escalonados do sudeste de Minas Gerais são drenados por quatro das grandes bacias hidrográficas que drenam o Brasil. O Planalto Inferior é drenado por afluentes do Rio Paraíba do Sul e tem cotas altimétricas entre 300 e 400m. O Planalto Intermediário é drenado por afluentes do Rio Doce e tem cotas entre 700 e 800m. Já o Planalto Superior é drenado por afluentes dos rios Grande e São Francisco e tem cotas típicas entre 900 e 1.100m. Esses planaltos são divididos por escarpas morfoesculturais (escarpamentos denudacionais) que condicionam à dinâmica pedomorfológica de suas bordas: os planaltos Inferior e Intermediário são separados pela Escarpa de São Geraldo e os planaltos Intermediário e Superior são separados pela Escarpa de Cristiano Ottoni. O objetivo deste artigo é entender as relações pedomorfológicas ao longo dessas bordas interplanálticas a partir da caracterização macromorfológica, mineralógica, química e micromorfológica dos seus perfis de alteração. Os resultados revelam diferentes graus de evolução dos mantos de alteração nestes planaltos, sendo o Planalto Superior o mais velho e evoluído, apresentando um caráter oxidíco-caulinítico (alitização-ferralitização-monossilicização) e o Planalto Inferior é o mais jovem e menos evoluído, de caráter caulinítico-micáceo (monossilicização e bissilicização). No Planalto Intermediário os mantos de alteração apresentam um grau de evolução intermediária com relação aos anteriores, dependente da posição relativa que eles ocupam na paisagem: próximo ao sopé da Escarpa Cristiano Ottoni eles são mais evoluídos do que os do Planalto Inferior e, no reverso da Escarpa de São Geraldo eles são menos evoluídos do que os do Planalto Superior, apresentando um caráter caulinítico-oxidíco. Assim, os perfis de alteração dos planaltos escalonados são uma cronosequência em diferentes estágios de evolução em consequência da evolução da paisagem, devido ao recuo dos degraus denudacionais. Os resultados corroboram a idéia de que a bacia do Rio Paraíba do Sul ganha área sobre a bacia do Doce, que, por sua vez, ganha área das bacias do São Francisco e do Paraná.

### 4.4.2 - Introdução

A interação entre o manto de alteração, o relevo e o substrato litológico vêm sendo cada vez mais abordada nos estudos que tratam da dinâmica da paisagem em uma perspectiva pedogeomorfológica (*soil geomorphology* – Gerrard, 1992). A dinâmica das paisagens tropicais úmidas e sub-úmidas compreende

---

<sup>4</sup>**Autores:** Luis Felipe Soares Cherem; César Augusto Chicarino Varajão; Angélica Fortes Drummond Chicarino Varajão; Selma Simões de Castro; André Augusto Rodrigues Salgado; Didier Bourlés; Regis Braucher. **Periódico:** NÃO SUBMETIDO. **Agradecimentos:** Os autores agradecem à CAPES/COFECUB, ao CNPq e à FAPEMIG pelo apoio financeiro e incentivo à pesquisa. Os autores agradecem à estudante em Engenharia Geológica, ---, pelo auxílio em campo e a geógrafa Fernanda Oliveira pelo apoio logístico em laboratório.



sistemas ambientais complexos onde os fluxos de matéria e energia são intensos, resultando em intemperismo geoquímico hidrolítico cujo processo de (fer)alitização e monossilificação, resultam na formação de óxidos-hidróxidos de ferro, hidróxidos de alumínio e, de caulinitas, respectivamente (Büdel, 1982; Summerfield, 1991; Thomas, 1994; Goudie, 2004; Anderson e Anderson, 2010). Esse processo, atuando por longo período sob um clima quente e úmido, formaram crostas residuais (*duricrusts*), como as couraças ferruginosas e aluminosas (bauxitas) na África, Brasil e Austrália (Pedro, 1979; Marker et al., 2002; Tardy, 2003), que podem alcançar vários metros de espessura. Antepondo-se ao processo de aprofundamento do manto de alteração, o soerguimento tectônico rejuvenesce a paisagem a partir do aprofundamento dos vales, incisão da rede de drenagem e do, subsequente, reafeiçoamento das vertentes, criando paisagens diferenciadas, não raro associadas a processos de coluvionamento ao longo de vertentes, associados a um clima menos úmido (árido ou semiárido).

Essa perspectiva pode ser aplicada no estudo dos planaltos escalonados do sudeste de Minas Gerais, os quais são divididos por elevados escarpamentos denudacionais (Figura 4-28). Estes são feições erosivas não controladas diretamente fatores lito-estruturais, mas pela disputa entre a dissecação e rebaixamento erosivos dessas bacias ao longo de seus interflúvios Cherem et al. 2012 a,b). Esses planaltos escalonados são denominados Planalto Inferior (drenado por afluentes do rio Paraíba do Sul), Planalto Intermediário (drenado por afluentes do rio Doce) e Planalto Superior (drenados por afluentes dos rios Paraná e São Francisco), conforme apresentado na Figura 4-28.

O relevo escalonado do sudeste do Brasil é uma consequência de longo termo de três episódios tectônicos distensivos: (i) o primeiro episódio corresponde a instalação de uma margem continental passiva após a separação do Continente Gondwana (Brito Neves, 2003), (ii) em seguida, o Sistema de Riftes Cenozóicos no Sudeste do Brasil desenvolveu-se devido à tectônica distensiva do Terciário e (iii) que se manteve ativa durante o Quaternário (Almeida, 1981; Ricommini, 1989; Zalán e Oliveira 2005). Além desses eventos, a região tem estado sob epirogenia não-orogênica durante todo o Cenozóico, reativando estruturas herdadas dos eventos anteriores (Riccomini e Assumpção, 1999; Saadi et al., 2005). Esses episódios foram responsáveis pela existência de ciclos erosivos que essa paisagem. Assim, os planaltos escalonados do sudeste mineiro podem ser associados às superfícies geomorfológicas do sudeste brasileiro. Considerando o trabalho de King, (1956), o Planalto Inferior, com cotas altimétricas entre 300 e 400m pode ser associado ao Ciclo Poligênico Paraguaçu, de idade Quaternária. O Planalto Intermediário, com cotas altimétricas entre 700 e 800m, pode ser associado ao Ciclo Velhas, de idade Neógena. Já o Planalto Superior, com cotas entre 1.100 e 900m pode ser associado ao Ciclo Sul-americano, de idade Paleógena.

Segundo o Mapa de Solos do Estado de Minas Gerais (UFV et al., 2010), os solos do Planalto Inferior correspondem, principalmente, a Argissolo Vermelho Amarelo; do Planalto Intermediário próximo a São Geraldo corresponde a Latossolo Vermelho Amarelo; do Planalto Intermediário próximo a Cristiano



Otoni corresponde a Latossolo Vermelho; e do Planalto Superior corresponde a Latossolo Vermelho Amarelo.

Este artigo baseia-se na análise da relação entre as características morfológicas macromorfológica, mineralógica, química e micromorfológica do manto de alteração formado *in situ* e sua contextualização nos planaltos escalonados, como ferramenta para o entendimento da morfogênese, ou seja, entendimento da dinâmica pedogeomorfológica dos planaltos escalonados do sudeste de Minas Gerais.

#### 4.4.3 - Caracterização da Área de Estudo

A área de estudo insere-se nos planaltos escalonados do Sudeste de Minas Gerais, os quais são drenados por quatro bacias hidrográficas diferentes: o Planalto Superior, com altitude em torno de 1.100 m, é drenado pelas bacias hidrográficas dos rios São Francisco e Paraná; o Planalto Intermediário, com altitude média de 850 m, é drenado pela bacia do rio Doce e o Planalto Inferior, com altitude média de 400 m, é drenado pela bacia do rio Paraíba do Sul. Na região, os divisores dessas bacias constituem escarpamentos denudacionais, cujos desníveis variam entre 250 e 500 m. Para o presente estudo foram selecionadas duas bordas interplanálticas: a Escarpa de Cristiano Otoni, entre os planaltos Superior (bacias dos rios Paraná São Francisco) e Intermediário (bacia do rio Doce), e o degrau denominado Escarpa de São Geraldo, entre os planaltos Intermediário e Inferior correspondentes às bacias dos rios Doce e Paraíba do Sul, respectivamente (Figura 4-28).

A Escarpa de São Geraldo tem cerca de 65 km de extensão de linha de topo, altura média de 450 m e máxima de 550 m. O manto de alteração dessa borda é, em geral, muito intemperizado e espesso. Escarpa de Cristiano Otoni corresponde a um escapamento denudacional cujo topo se estende por cerca de 30 km de comprimento na direção SW-NE, com altura média em torno de 250 m e máxima de 350 m (Figura 4-28). Cherem et al. (submetido), estudando as capturas fluviais localizadas nas escarpas que dividem esses planaltos, verificam que essas capturas são responsáveis pelo recuo dessas escarpas e, portanto, pelo rebaixamento do relevo e assimilação dos terrenos do reverso pelas terras do planalto imediatamente superior. Assim, os autores mostram que, com o recuo da escarpa, o planalto imediatamente inferior ganha área do planalto imediatamente superior.

Essa região integra a zona climática tropical (Classificação Climática de Köppen-Geiger), onde as temperaturas e precipitação decrescem rumo às elevadas altitudes do interior do continente. O clima do Planalto Inferior é classificada como tropical de inverno seco ( $A_w$ ), com temperatura média anual de  $\sim 25^\circ\text{C}$  e precipitação em torno de  $\sim 1.300\text{ mm}$ . Os planaltos Intermediário e Superior são classificados como tropicais de altitude ( $C_w$ ), onde a precipitação média anual é  $\sim 1.200\text{ mm}$ . O Planalto Superior tem temperatura anual média mais baixa que o planalto intermediário, apresentando médias de  $\sim 20^\circ\text{C}$  (Kottek et al, 2006; Peel et al., 2007).

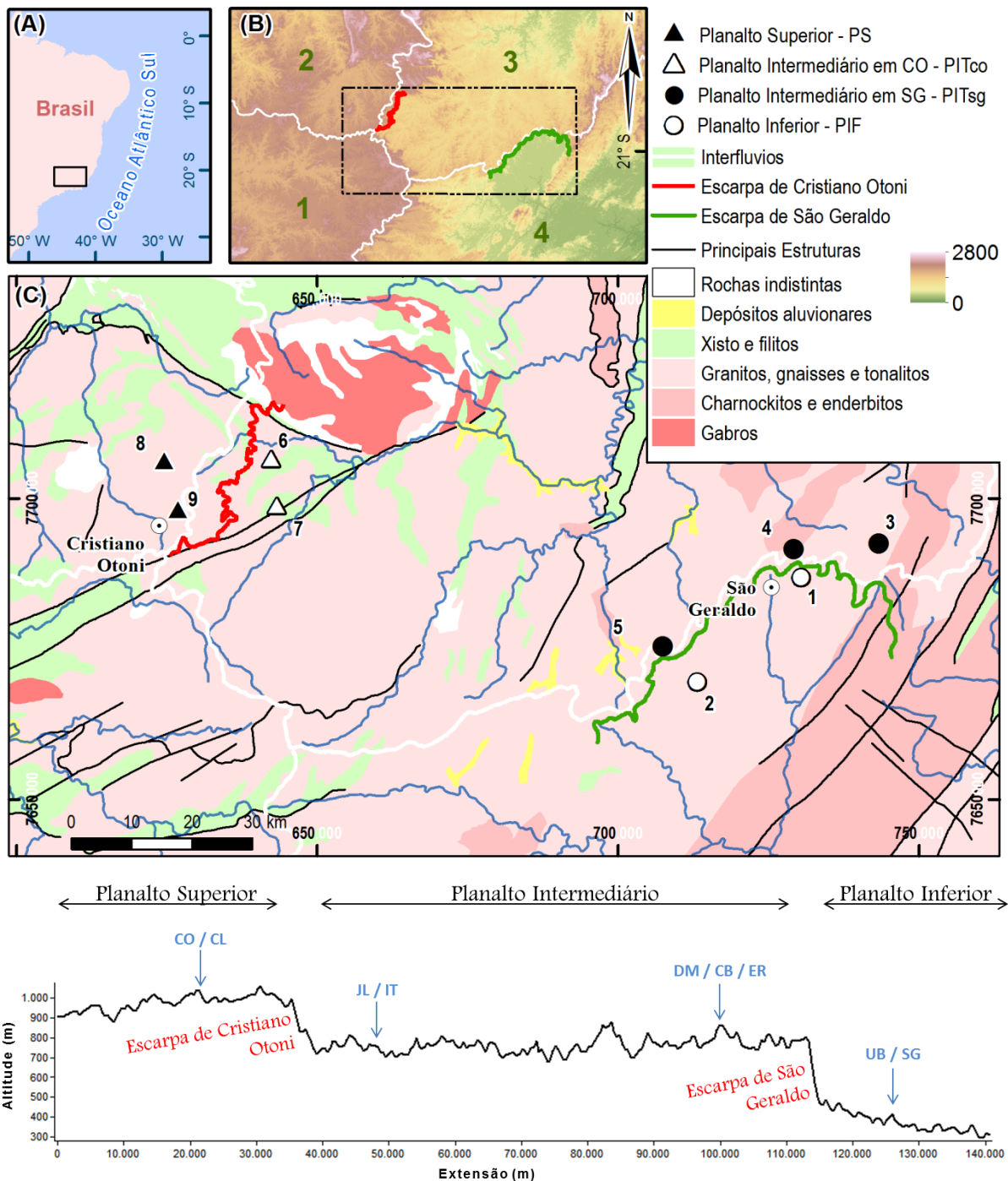


Figura 4-28 - Mapa de localização da área de estudo com locais de amostragem dos perfis de solo (superior); Perfil esquemático representando o escalonamento do relevo (inferior). No mapa (B), (1): Bacia do Rio Paraná, (2): Bacia do Rio São Francisco, (3) Bacia do Rio Doce e (4) Bacia do Rio Paraíba do Sul.

#### 4.4.4 - Materiais e Método

Os perfis de solo foram amostrados em topos de morro, onde o processo de alteração desenvolveu *in situ*, sem influência significativa de coluvionamentos, objetivando analisar o intemperismo sobre material autóctone. Esses pontos foram escolhidos ao longo das duas bordas interplanálticas, estando cinco na borda da Escarpa de São Geraldo (três no planalto inferior – PIF: 1, 2 e 3 e três no planalto intermediário – PITsg: 4, 5 e 6) e outros quatro perfis localizados na borda da Escarpa de Cristiano Otoni (duas

no planalto intermediário – PITco: 7 e 8, e duas no planalto superior – PS: 9 e 10), conforme apresentado no mapa da Figura 4-28.

A descrição morfológica dos perfis seguiu o protocolo proposto por Santos et. al 2005 sendo coletadas amostras deformadas e indeformadas em todos os horizontes, com ênfase nos contatos (transição) entre eles, as quais se destinaram às análises físicas, químicas, mineralógicas e micromorfológicas. A análise granulométrica foi realizada no Laboratório de Física do Solo da UFV, segundo EMBRAPA (1997), a análise química foi realizada no Laboratório de Fluorescência de raios-X da UFOP, no espectômetro Magi X equipado com amostrador automático PW2540 e tubo de ródio de 2,4kW ; a análise mineralógica da fração total e argila (<2µm) foi realizada no Laboratório de Difractometria da UFOP no difratômetro Empyrean da Panalytical e a descrição micromorfológica foi realizada no Laboratório de Geomorfologia, Pedologia e Geografia Física da UFG, com base na terminologia e método descritivo/interpretativo de Bullock et al. (1985), sintetizado em Castro et al., 2003).

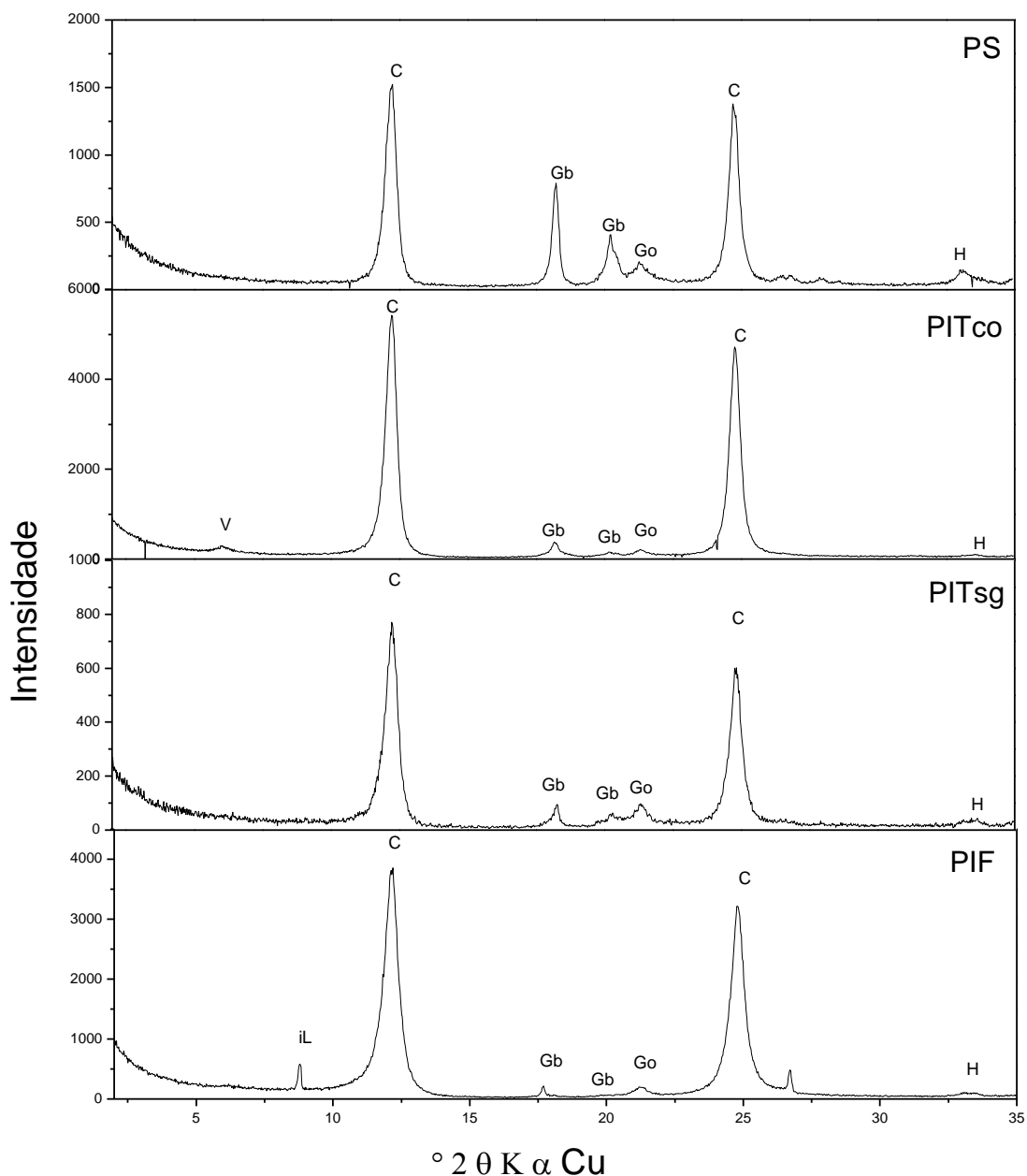
#### **4.4.5 - Macro e Micromorfologia dos Solos das Bordas dos Planaltos Escalonados**

##### ***Escarpa de São Geraldo***

**Planalto Inferior (PIF).** No planalto inferior foram estudados dois perfis de solo desenvolvidos sobre gnaisses (Quadro 4-1 e Quadro 4-2). O perfil 1 (SG) apresenta mecanismos de eluviação/iluviação, caracterizado por um B textural, com estrutura em blocos, sendo classificados como Argissolo Vermelho. O perfil 2 (UB) apresenta uma estrutura granular, textura argilosa e um B latossólico, caracterizando um Latossolo. Esses perfis (SG e UB) se encontram próximos ao sopé da Serra de São Geraldo a 1,8 e 5,7 km de distância, respectivamente (Figura 4-28).

O perfil 1 (SG) se desenvolveu a partir de um paragnaisse tonalítico com bandamento gnáissico centimétrico a métrico constituído por plagioclásio alcalino, anfibólio, granada, zircão, biotita e carbonatos secundários. O horizonte C é caracterizado por plagioclásios que apresentam intensas feições de seritização e caulinização nas bordas e nos planos de clivagem além e conterem impregnações ferruginosas originadas da exsudação do Fe dos minerais ferromagnesianos totalmente pseudomorfizados. Os grãos de quartzo são frequentes e possuem formas angulares a sub-angulares e tamanhos variados. A transição para o horizonte Bw é gradual sendo caracterizada pela perda da estrutura bandada da rocha e o predomínio do material fino, argiloso, com domínios mais claros do tipo mosaico sob nícois cruzados, composto preponderantemente por caulinita, secundariamente por ilita, vermiculita, goethita, hematita e gibbsita (Figura 4-29), associado aos constituintes grosseiros compostos de quartzo de tamanho areia grossa a média, forma angular a subangular, e algumas palhetas de mica, segundo uma distribuição relativa porfírica fechada. Acima do horizonte Bw, é observado um horizonte textural (Bt), onde são observados revestimentos cutânicos nas paredes dos poros (Figura 4-30A e B).

O grau de pedalidade é moderado e os poros são predominantemente pedoporos intergranulares complexos, variando entre macroporos a mesoporos, havendo canais e cavidades. Feições pedológicas como revestimentos cutânicos argilosos nas paredes dos poros são abundantes juntamente com nódulos ferruginosos adensados do tamanho areia média a muito fina (Figura 4-30A e B). O horizonte A apresenta textura também argilosa, entretanto, nota-se redução da argila e aumento da areia grossa em relação aos horizontes subjacentes. No material fino predomina a caulinita, e secundariamente ilita, gibbsita, goethita, hematita. Já o material grosso é constituído por grãos de quartzo e micas, semelhante ao horizonte precedente.



**Figura 4-29 - Difratoogramas de raios X ( $Cu K\alpha$ ) da fração argila  $< 2 \mu m$  em lâminas orientadas secas ao ar, dos horizontes B dos perfis representativos do PS, PITco, PIT sg e PIF. C: Caulinita; Gb: Gibbsita; Go: Goethita; H: Hematita; L: Iilita; V: Vermiculita.**



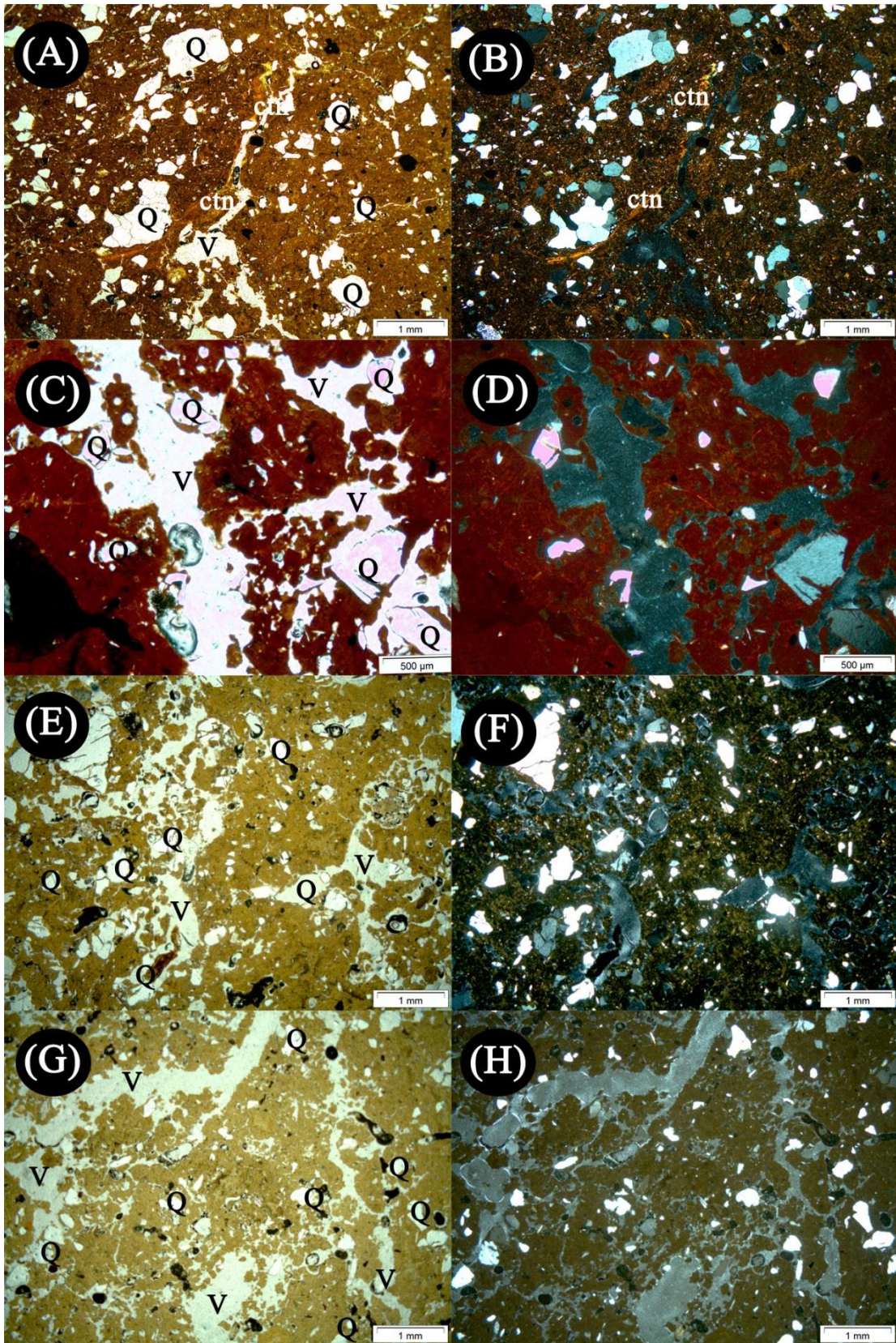


Figura 4-30 - Fotomicrografias do horizonte B dos solos estudados: Planalto Inferior – Perfil SG (A) luz plana, (B) nicóis cruzados; Planalto Intermediário de São Geraldo – Perfil DM (C) luz plana, (D) nicóis cruzados; Planalto Intermediário de Cristiano Ottoni – Perfil JL (E) luz plana, (F) nicóis cruzados; Planalto Superior – Perfil CO (G) luz plana, (H) nicóis cruzados. Com aumento em lente 2x. Q: quartzo, V: poro (void), ctn: cutans.



Para o perfil 2 (UB - Quadro 4-1 e Quadro 4-2) não foi possível acessar o gnaíse nem o saprolito, dada a pronunciada espessura do horizonte Bw. Entretanto, segundo o mapeamento geológico da região, esse perfil está também localizado sobre paragnais. Assim, há semelhança com perfil previamente descrito, onde o horizonte Bw apresenta uma distribuição relativa porfírica, havendo predomínio do material fino, composto principalmente por caulinita e, secundariamente por gibbsita, hematita, goethita e ilita sobre o material grosso, composto por areia média de quartzo subanguloso. Da mesma forma, seus poros são, em geral, pedoporos intergrulares do tipo canais. Como feição pedológica ocorrem poucos nódulos de ferro do tamanho de areia média a muito fina, mas não a presença de cutãs argilosos característicos de iluviação. O horizonte A tem textura muito argilosa e demais características semelhantes ao horizonte subjacente.

Geoquimicamente, os perfis do Planalto Inferior apresentam concentração de alumínio entre 10,0 e 22,5%, de silício entre 50,0 e 57,5%, de ferro entre 5,0 e 15,0% e perda por calcinação entre 4,0 e 12,5%. Estes dados são corroborados pela composição mineralógica caulínica predominante da fração fina acompanhada da presença de ilita, hematita, goethita e gibbsita (Figura 4-29).

**Planalto Intermediário de São Geraldo (PIT<sub>SG</sub>).** Os três perfis analisados no Planalto Intermediário de São Geraldo (3, CB; 4, ER; e 5, DM) se encontram próximo ao topo da escarpa (Figura 4-28) e apresentam estrutura granular, textura argilosa caracterizando um horizonte B latossólico de coloração vermelha a vermelho-amarela (Quadro 4-1). São representados na base por um horizonte C que preserva o bandamento milimétrico da rocha de origem (гнаíse). Em sua distribuição relativa, predominam os materiais grossos envolvidos pelos finos correspondendo ao padrão **de estrutura quitônica, com rara ocorrência de mônica**. O material grosso é constituído por grãos de quartzo, de variados tamanhos areia média a fina, angulares, juntamente com palhetas de micas, de tamanho areia média a fina, ilitizadas, caulinizadas e ferruginizadas nas bordas e nos planos de clivagem. Os poros apresentam dois tamanhos principais: (i) macroporos muito finos (litoporos) pouco comunicantes que muitas vezes correspondem aos espaços onde houve o esvaziamento dos minerais primários e suas paredes correspondem aos óxidos de ferro que recobriam os minerais esvaziados; e a (ii) macroporos finos (cavidades) pouco comunicantes (Figura 4-30B e C). São observados poucos nódulos ferruginosos.

A transição entre os horizontes C e Bw é gradual sendo caracterizada pelo desaparecimento do bandamento gnáissico e o aparecimento de uma distribuição aleatória dos componentes básicos. A fração grosseira destes é constituída por grãos de quartzo (areia fina a muito fina) irregulares e por palhetas de micas pseudomorfizadas (areia média) pouco ferruginizadas. A fração fina constitui predominantemente de caulinita, e, secundariamente por hematita, goethita e gibbsita (Figura 4-29). A distribuição relativa é porfírica tornando-se muito aberta para o topo juntamente com a formação de agregados moderadamente desenvolvidos sem orientação da fração fina (Quadro 4-2). Os poros na base são predominantemente

mente ortoporos intergranulares simples, e em direção ao topo, predominantemente pedoporos transgregados e interagregados, variando entre macroporos a mesoporos (Figura 4-30). São observados poucos nódulos ferruginosos.

Geoquimicamente, os perfis do PIT<sub>SG</sub> apresentam concentrações de alumínio (entre 20,0 e 27,5%), de ferro (entre 12,5 e 25,0%) e perda por calcinação (entre 10,0 e 15,0 %) superiores às do Planalto Inferior. Entretanto os teores de silício (entre 35 e 55%) são inferiores (Tabela 4-3). Estes dados são corroborados pela composição mineralógica caulínica predominante do material fino acompanhada da presença de óxidos e hidróxidos de ferro e hidróxidos de alumínio.

**Quadro 4-1 - Descrição macromorfológica e mineralógica dos perfis de solo da borda interplanálticas da Escarpa de São Geraldo**

Sítio	H	Prof. (cm)	Macromorfologia				Mineralogia
			Cor	Text.	Estrutura	Consistência	fração fina (argila)
<b>Perfil 1 - São Geraldo (SG)</b>							
Planalto Inferior - PIF	A	0 - 0,40	2.5YR 5/4	argilosa	granular	friável	--
	Bt	0,40 - 2,00	2.5YR 4/6	argilosa	granular	firme	caolinita, goetita, hematita, ilita
	Bw		2.5YR 5/6	argilosa	bloco	friável	caolinita, goetita, hematita, ilita
	BC	2,00 - 2,20+	2.5YR 5/6	franco-argilosa	bloco	friável	caolinita, clorita
<b>Perfil 2 - Ubá (UB)</b>							
Planalto Inferior - PIF	A	0 - 0,15	10R 4/4	muito argilosa	granular	firme	caolinita, ilita, goetita, hematita, clorita
	B	0,15- 1,75+	10R 4/6	argilosa	granular	firme	caolinita, goetita, hematita
<b>Perfil 3 - Coimbra (CB)</b>							
Planalto Intermediário São Geraldo - PIT <sub>SG</sub>	A	0 - 0,40	2.5YR 5/4		granular	friável	--
	Bw1		2.5YR 4/8	muito argilosa	granular	friável	caolinita, gibsita, goetita, hematita
	Bw2	0,40 - 3,00	2.5YR 5/6	franco-argilosa	granular	muito friável	--
	BC		2.5YR 6/4	franco-arenosa	sem estrutura	muito friável	caolinita, gibsita, goetita, hematita
	C	3,00 - 3,40+	5YR 6/6	franco-arenosa	sem estrutura	muito friável	caolinita, gibsita
	<b>Perfil 4 - Divinésia / Miragaia (DM)</b>						
Planalto Intermediário São Geraldo - PIT <sub>SG</sub>	A	0 - 0,50	10R 5/4	muito argilosa	granular	friável	caolinita, gibsita, hematita
	Bw1	0,50 - 2,50	10R 4/8	muito argilosa	grumos	firme	caolinita, gibsita, hematita
	Bw2		10R 4/6	muito argilosa	grumos	firme	caolinita, gibsita, hematita
	C	2,50+	10R 3/6	franco-siltosa	sem estrutura	friável	caolinita, gibsita, hematita
<b>Perfil 5 - Ervália (ER)</b>							
Planalto Intermediário São Geraldo - PIT <sub>SG</sub>	A	0 - 0,20		--	granular	friável	--
	Bw1	0,20 - 4,30	5YR 4/6	argila	granular	firme	caolinita, gibsita, goetita, hematita
	Bw2		5YR 5/6	argila	granular	firme	caolinita, gibsita, goetita, hematita
	C	4,30 - 5,30+	5YR 5/8	franco			caolinita, goetita, hematita

**Quadro 4-2 - Descrição micromorfológica dos perfis de solo da borda interplanálticas da Escarpa de São Geraldo**

Sítio	H	Prof. (cm)	distrib. relativa	fundo matricial	grau de pedalidade	grau de acomodação <sup>3</sup>	Poros	feições pedológicas
<b>Perfil 1 - São Geraldo (SG)</b>								
<b>Planalto Inferior - PIF</b>	A	0 - 0,40	--	--	--	--	--	--
	Bt	0,40 - 2,00	porfirica aberta	manchado (mosaico)	moderado	acomodado	pedo, macro/meso, orto	nódulos de ferro ; cutãs de poro
	Bw		--	--	--	--	--	--
BC	2,00 - 2,20+	porfirica aberta	manchado (mosaico)	fraco	não acomodado	pedo, macro/meso, orto	cutãs (poro, preench.); (quasicutãs); nódulos de ferro	
<b>Perfil 2 - Ubá (UB)</b>								
<b>Planalto Inferior - PIF</b>	A	0 - 0,15	--	--	--	--	--	--
	B	0,15 - 1,75+	porfirica aberta	indiferenciado	forte	parcialmente acomodado	pedo(intergr.) bio(canais), macro/meso	nódulos de ferro
<b>Perfil 3 - Coimbra (CB)</b>								
<b>Planalto Intermediário São Geraldo - PIT<sub>SG</sub></b>	A	0 - 0,40	--	--	--	--	--	--
	Bw1	0,40 - 3,00	--	--	--	--	--	--
	Bw2		porfirico aberta	manchado (mosaico)	forte	não acomodado	lito (fissura), pedo (cavidade), macro e meso	nódulos de ferro
	BC		porfirico aberta	manchado (pontilhado)	moderado	não acomodado	pedo (trans e interagregados); maro e meso	nódulos de ferro
	C	3,00 - 3,40+	quitônica	manchado	fraco	nsa	lito (fissura), pedo (cavidade), macro	nódulos de ferro
<b>Perfil 4 - Divinésia / Miragaia (DM)</b>								
<b>Planalto Intermediário São Geraldo - PIT<sub>SG</sub></b>	A	0 - 0,50	--	--	--	--	--	--
	Bw1	0,50 - 2,50	porfirico aberta	indiferenciado	forte	parcialmente acomodado	pedo (trans e interagregados); maro e meso	nódulos de ferro
	Bw2		porfirico aberta	indiferenciado	moderado	acomodado	meso	--
	C	2,50+	porfirico aberta	indiferenciado	fraco	nsa	lito (fissura), macro	nódulos de ferro
<b>Perfil 5 - Ervália (ER)</b>								
<b>Planalto Intermediário São Geraldo - PIT<sub>SG</sub></b>	A	0 - 0,20	--	--	--	--	--	--
	Bw1	0,20 - 4,30	--	--	--	--	--	--
	Bw2		porfirico fechado	indiferenciado	moderado a forte	não acomodado	lito (fissura), pedo (cavidade), macro e meso	nódulos de ferro
	C	4,30 - 5,30+	porfirico fechada	indiferenciado	moderado	parcialmente acomodado	lito (fissura), macro	nódulos de ferro



Tabela 4-3 - Análise química total dos perfis de solo estudados

Sítio	Horiz.	Prof. (cm)	CaO	Na2O	K2O	Fe2O3	MgO (%)	Al2O3	SiO2	TiO2	MnO	
<b>Perfil 1 - Vilas Boas (VB)</b>												
Planalto Inferior - PIF	A	0- 0,30	0,40	0,22	0,67	7,54	0,14	10,99	68,87	2,29	0,11	
	B	0,30 - 0,95	0,11	0,05	0,77	14,16	0,32	21,02	50,28	2,93	0,09	
	C	0,95 - 1,20+	4,02	2,55	2,45	12,18	2,21	17,18	50,24	2,69	0,13	
	R		11,23	2,12	0,44	12,54	7,43	14,30	49,20	1,87	0,18	
	<b>Perfil 2 - São Geraldo (SG)</b>											
	A	0 - 0,40	0,11	<0,01	0,63	9,28	0,13	15,41	63,77	2,01	0,06	
	B1	0,40 - 2,00	0,07	<0,01	0,41	12,42	0,16	22,11	52,18	1,34	0,03	
	B2		0,05	<0,01	0,76	11,76	0,12	21,02	55,70	1,25	0,03	
	BC	2,00 - 2,20+	0,03	<0,01	1,58	11,15	0,15	19,41	57,17	1,24	0,04	
	R		4,29	3,04	1,81	6,30	2,49	13,87	66,14	0,81	0,09	
	<b>Perfil 3 - Ubá (UB)</b>											
	A	0 - 0,15	0,03	<0,01	0,05	9,04	<0,01	21,16	55,03	1,30	0,02	
B	0,15- 1,75+	0,02	<0,01	0,05	10,49	<0,01	22,22	53,86	1,54	0,02		
<b>Perfil 4 - Coimbra (CB)</b>												
Planalto Intermediário	B1		0,03	<0,01	0,05	15,46	<0,01	25,17	42,79	2,57	0,05	
	B2	0,40 - 3,00	0,02	<0,01	0,15	14,52	<0,01	23,68	47,58	2,23	0,06	
	BC		0,02	<0,01	0,04	10,85	<0,01	22,00	55,17	1,35	0,02	
	C	3,00 - 3,40+	0,03	<0,01	0,04	15,14	<0,01	22,00	48,39	1,33	0,04	
	R		4,86	3,63	2,11	6,16	2,69	14,27	63,82	0,77	0,09	
	<b>Perfil 5 - Divinésia / Miragaia (DM)</b>											
	A	0 - 0,50	0,03	<0,01	0,03	10,66	<0,01	22,77	51,05	1,39	0,02	
	B1	0,50 - 2,50	0,03	<0,01	0,03	13,28	<0,01	26,83	43,33	1,76	0,02	
	B2		0,03	<0,01	0,02	13,82	<0,01	25,78	44,45	1,71	0,03	
	C	2,50+	0,03	<0,01	0,03	13,26	<0,01	21,07	54,61	1,15	0,10	
	<b>Perfil 6 - Ervália (ER)</b>											
	B1		0,03	<0,01	0,03	18,37	<0,01	22,86	41,09	3,36	0,09	
B2	0,20 - 4,30	0,04	<0,01	0,03	18,77	<0,01	25,35	39,10	2,71	0,04		
C	4,30 - 5,30+	0,09	<0,01	0,09	23,68	<0,01	22,23	36,41	4,96	0,08		
R		7,71	2,74	1,70	15,56	4,06	13,18	51,99	2,10	0,21		
<b>Perfil 7 - Itaverava (IT)</b>												
Planalto Superior - PS	A	0 - 0,25	0,05	< 0,010	0,16	5,55	0,05	23,23	55,51	0,65	0,02	
	BA	0,25 - 2,20	0,04	< 0,010	0,16	6,15	0,05	25,44	52,78	0,70	0,02	
	B		0,03	< 0,010	0,14	6,27	0,05	26,58	52,23	0,74	0,02	
	CR-esq	2,20 - 2,50+	0,03	< 0,010	0,04	13,03	0,03	42,32	20,96	1,00	0,01	
	CR-mtz		0,03	< 0,010	0,17	6,58	0,05	27,74	50,17	0,74	0,01	
	<b>Perfil 8 - Joselândia (JL)</b>											
	AB	0 - 0,45	0,03	< 0,010	0,06	6,64	0,02	27,54	50,36	0,86	0,01	
	B1	0,45 - 1,50	0,03	0,01	0,05	6,92	0,03	27,98	50,78	0,90	0,01	
	B2		0,03	0,01	0,09	5,84	0,02	27,26	54,02	0,66	0,01	
	C	1,50 - 1,80+	0,03	0,01	0,10	5,27	0,02	26,42	56,15	0,58	0,00	
	<b>Perfil 9 - Conselheiro Lafaiete (CL)</b>											
	A	0 - 0,20	0,18	0,01	0,06	10,39	0,06	26,92	44,65	1,23	0,04	
BA	0,20 - 4,50	0,03	0,01	0,05	11,36	0,02	29,60	41,11	1,32	0,02		
B		0,03	0,03	0,05	12,77	0,05	30,57	39,52	1,38	0,02		
C	4,50- 5,00+	0,05	< 0,010	0,04	18,19	0,01	24,13	43,96	1,66	0,03		
<b>Perfil 10 - Cristiano Otoni (CO)</b>												
A	0 - 0,15	0,11	0,01	0,05	7,69	0,01	28,53	42,39	1,08	0,02		
B	0,15 - 2,10	0,03	0,01	0,03	8,41	0,01	32,43	40,48	1,23	0,01		
C	2,10 - 2,40+	0,03	< 0,010	0,03	7,15	0,01	33,32	41,99	0,89	0,01		

**Escarpa de Cristiano Otoni**

**Planalto Intermediário de Cristiano Otoni (PIT<sub>CO</sub>).** Os dois perfis analisados no Planalto Intermediário de Cristiano Otoni (PIT<sub>CO</sub>), denominados (6, IT; e 7, JS) se encontram próximo ao sopé do degrau de Cristiano Otoni, respectivamente a 8,3 e 4,0 km (Figura 4-28). Apresentam horizonte B latossólico de

coloração amarelo-avermelhada no topo a vermelho-amarelada na base, textura argilosa, estrutura granular e o material fino tendo plasma variando de manchado com zonas estriadas a indiferenciado com zonas manchadas.

O horizonte C apresenta diferenciação na distribuição relativa dos componentes principais, como: (i) porções porfíricas fechadas com predominância do material fino síltico argiloso (caolinita, vermiculita, goethita, hematita) de coloração amarelo-avermelhada com pequenas zonas estriadas, sobre o material grosseiro composto por grãos de quartzo anguloso a sub-anguloso no tamanho areia grossa, média a fina; (ii) porções porfíricas fechadas com predomínio do material grosso composto por quartzo subanguloso e micas orientadas e intensamente pseudomorfizadas com granulometria entre areia média a fina, sobre o material fino argiloso de cor vermelho muito es o-brunado composto por caolinita, vermiculita, e hematita; (iii) porções com distribuição relativa quitônica e pequenas zonas mônicas, cujo material grosso corresponde a quartzo subanguloso na fração areia média a fina e o pouco material fino, na fração argila de cor vermelho muito escuro-acinzentado, é composto por caolinita e hematita, com manchas do tipo mosaico a indiferenciado sob nicos cruzados. São observados pedotúbulos centimétricos com preenchimento denso completo.

A transição de HC para HB é gradual passando a uma distribuição relativa porfírica aberta com o material fino amarelo-avermelhado na fração argila de composição caolinita, gibbissita, goethita, vermiculita e hematita (Figura 4-29), que passa a predominar em direção ao topo (Quadro 4-3). O material grosso, em menor proporção e de tamanho areia grossa a média, é composto por grãos de quartzo subangulosos a subarredondado. Os agregados são fortemente desenvolvidos e os poros são pedo e bioporos do tipo cavitais e em canais interagregados, tendo tamanho entre macroporos finos e mesoporos (Quadro 4-4). A transição entre os horizontes B e A é gradual havendo apenas o aumento da matéria orgânica incorporada e de raízes.

Geoquimicamente os perfis do Planalto Intermediário do sopé da escarpa de Cristiano Otoni (PIT<sub>CO</sub>), apesar de apresentarem concentrações de alumínio (entre 20,0 e 27,5%) similares aos dos perfis situados também no Planalto Intermediário próximo à São Geraldo (PIT<sub>SG</sub>), mostram maior concentração de silício (entre 50,0 e 57,5%) e menor concentração de ferro (entre 5,5 e 7,0%), à semelhança dos perfis do Planalto Inferior (Tabela 4-3). Estes dados são condizentes com a composição mineralógica caulinitica predominante da fração fina e com presença secundária de óxidos e hidróxidos (hematita, goetita e gibbista) além de vermiculita.

**Planalto Superior (PS).** Os perfis de solos do Planalto Superior (PS), Co e CL, apresentam horizonte B latossólico, textura predominantemente muito argilosa e estrutura granular e cor amarelada (Quadro 4-3 e Quadro 4-4).

O horizonte C, à semelhança dos perfis previamente descritos apresenta uma diferenciação na distribuição relativa: (i) porções porfíricas fechadas com predominância do material grosso composto por quartzo subanguloso e feldspatos intensamente pseudomorfizados de tamanho entre areia média a fina, sobre o material fino de coloração amarelo brunado e estrutura indiferenciada, composto por caolinita, gibbsita, goethita e hematita na fração argila; (ii) porções porfírica fechada com predomínio do material grosso composto por quartzo subanguloso e micas intensamente pseudomorfizadas com tamanho entre areia média a fina, sobre o material fino (fração argila) de estrutura estriada e cor vermelho muito escuro-acinzentado composto por caolinita, hematita, goethita e gibbsita; (iii) porções com distribuição relativa quitônica e pequenas zonas mônicas, cujo material grosso corresponde a micas pseudomorfizadas e quartzo subanguloso no tamanho areia grossa a média e cujo pouco material fino de cor vermelho muito escuro-acinzentado na granulometria argila e estrutura indiferenciada é composto por caolinita e hematita na granulometria argila. Os poros são fissuras de tamanho macro muito finos criados pela diferenciação pedológica (pedoporos). São observados raros nódulos de ferro, variando entre areia muito fina a silte.

O horizonte B apresenta distribuição relativa porfírica aberta onde o material fino (fração argila) composto por caolinita, gibbsita, hematita e goethita (Figura 4-29) predomina sobre o material grosso composto por quartzo subanguloso no tamanho areia grossa a média. O material fino tem estrutura indiferenciada. São observados macroporos muito finos do tipo intergranulares simples e canais. São observados também pedotúbulos com preenchimento solto e descontínuo possivelmente associados a formigas, conforme morfologia das paredes. O horizonte A apresenta distribuição relativa porfírica aberta, cujo material fino composto de caolinita, gibbsita, goethita e hematita predomina sobre o material grosso composto por grãos de quartzo subangulosos a subarredondados de tamanho areia média. O material fino tem estrutura indiferenciada. São observados macroporos finos dos tipos intergranular simples e canais. São observadas raízes e nódulos de matéria orgânica arredondados, micrométricos, que podem ser excrementos.

Os perfis de solos do Planalto Superior (PS) distinguem-se dos demais por apresentarem um horizonte B latossólico de cor mais amarelada com material fino indiferenciado (Figura 4-30, Quadro 4-3 e Quadro 4-4). Nesses perfis, é observada maior concentração de alumínio (entre 27,5 e 35,0 %), menor concentração de silício (entre 40,0 e 45,0%), média concentração de ferro (entre 5,0 e 15,0%) e maior perda por calcinação (entre 15,0 e 20,0%, Tabela 4-3). Da mesma forma, é nesses perfis que se observa maior proporção de gibbsita em detrimento da caolinita. Essas características químicas e mineralógicas se complementam, já que a maior concentração de gibbsita ocasiona maior perda de massa durante a calcinação.

**Quadro 4-3 - Descrição macromorfológica e mineralógica dos perfis de solo da borda interplanálticas da Escarpa de Cristiano Otoni**

Sítio	H	Prof. (cm)	Macromorfologia				Mineralogia
			Cor	Text.	Estrutura	Consistência	fração fina (argila)
<b>Perfil 6 - Itaverava (IT)</b>							
Planalto Intermediário Cristiano Otoni - PIT <sub>co</sub>	A	0 - 0,25	7.5YR 5/3	argila	granular	firme	caolinita, gibsita
	BA	0,25 - 2,20	7.5YR 5/8	argila	granular	firme	caolinita, gibsita
	Bw		7.5YR 6/8	argila	granular	firme	caolinita, gibsita, vermiculita
	CR-e <sup>1</sup>	2,20 - 2,50+	5YR 8/3	franco-siltosa	sem estrutura	friável	gibsita, goetita, hematita
	CR-m <sup>2</sup>		5YR 5/8	argila			caolinita, gibsita, goetita
	<b>Perfil 7 - Joselândia (JL)</b>						
Planalto Superior - PS	AB	0 - 0,45	5YR 4/4	muito argilosa	granular	firme	caolinita, gibsita
	Bw1	0,45 - 1,50	5YR 7/8	muito argilosa	granular	muito firme	caolinita, gibsita
	Bw2		5YR 5/8	franco	granular	firme	caolinita, gibsita, vermiculita
	C	1,50 - 1,80+		franco-arenosa	sem estrutura	friável	caolinita, gibsita, hematita
<b>Perfil 8 - Conselheiro Lafaiete (CL)</b>							
Planalto Superior - PS	A	0 - 0,20	5YR 3/6	muito argilosa	granular	firme	caolinita, gibsita
	BA	0,20 - 4,50	5YR 6/6	muito argilosa	grumos	muito firme	caolinita, gibsita, goetita
	Bw		5YR 5/8	muito argilosa	grumos	muito firme	caolinita, gibsita, hematita
	C	4,50 - 5,00+	5YR 5/4	franco-siltosa	sem estrutura	friável	caolinita, gibsita, hematita
<b>Perfil 9 - Cristiano Otoni (CO)</b>							
Planalto Superior - PS	A	0 - 0,15	10YR 6/6	argila	granular	firme	caolinita, gibsita
	Bw	0,15 - 2,10	10YR 7/8	muito argilosa	grumos	muito firme	caolinita, gibsita
	C	2,10 - 2,40+	10YR 4/4	franco-siltosa	sem estrutura	friável	caolinita, gibsita, goetita, hematita

**Quadro 4-4 - Descrição micromorfológica dos perfis de solo da borda interplanálticas da Escarpa de Cristiano Otoni**

Sítio	H	Prof. (cm)	distrib. relativa	fundo matricial	grau de pedalidade	grau de acomodação <sup>3</sup>	Poros	feições pedológicas
<b>Perfil 6 - Itaverava (IT)</b>								
Planalto Intermediário Cristiano Otoni - PIT <sub>co</sub>	A	0 - 0,25	--	--	--	--	--	--
	BA	0,25 - 2,20	porfirico aberta	manchado (pontilhado)	forte	acomodado	pedo (interagr.), bio (canais), macro	nsa
	Bw		porfirico aberta	manchado (pontilhado)	forte	parcialmente acomodado	pedo (interagr.), bio (canais), macro	nsa
	CR-e <sup>1</sup>	2,20 - 2,50+	--	--	--	--	--	--
	CR-m <sup>2</sup>		--	--	--	--	--	--
	<b>Perfil 7 - Joselândia (JL)</b>							
Planalto Superior - PS	AB	0 - 0,45	--	--	--	--	--	--
	Bw 1	0,45 - 1,50	porfirico aberta	manch. (pont.) a indiferenciado	forte	parcialmente acomodado	pedo (interagr.), bio (canais), macro	pedotúbulos preenchidos (parcial)
	Bw 2		porfirico aberta	indiferenciado	forte	parcialmente acomodado		
	C	1,50 - 1,80+	porfirico fechada	manch. (pont.) a indiferenciado	fraco	nsa	lito (fissura), macro	pedotúbulos preenchidos
	<b>Perfil 8 - Conselheiro Lafaiete (CL)</b>							
Planalto Superior - PS	A	0 - 0,20	--	--	--	--	--	--
	BA	0,20 - 4,50	porfirico aberta	indiferenciado	forte	parcialmente acomodado	pedo (interagr.), bio (canais), macro	pedotúbulos preenchidos (parcial)
	Bw		porfirico aberta	indiferenciado	forte	parcialmente acomodado	pedo (interagr.), bio (canais), macro	nsa
	C	4,50 - 5,00+	porfirico fechada	manchado (pont. a cristalítico)	fraco	nsa	lito (fissura), pedo (cavidade), macro e meso	nsa
<b>Perfil 9 - Cristiano Otoni (CO)</b>								
Planalto Superior - PS	A	0 - 0,15	porfirico aberta a fechada	indiferenciado	forte	acomodado	pedo (interagr.), bio (canais), macro	raiz
	Bw	0,15 - 2,10	porfirico aberta	indiferenciado	moderado	parcialmente acomodado	pedo (interagr.), bio (canais), macro	pedotúbulos preenchidos, excrementos
	C	2,10 - 2,40+	porfirico fechada	manchado (pont. a crístico)	fraco	parcialmente acomodado	lito (fissura), pedo (cavidade), macro e meso	pedotúbulos preenchidos (parcial)

#### 4.4.6 - Diferenças na pedogênese nos solos das borda dos planaltos escalonados

A análise conjunta dos dados químicos revela uma tendência ao aumento do teor em ferro, alumínio, titânio até o topo do horizonte B, enquanto há perda de cálcio, sódio, potássio e magnésio e os teores de fósforo e manganês permanecem constantes (Tabela 4-3). Em contrapartida, grande parte dos horizontes superficiais (A) apresenta menor concentração de ferro e alumínio que seus respectivos horizontes subjacentes, enquanto a concentração de sílica aumenta. Em especial, nos dois perfis do Planalto Inferior (1 e 2), foi observado o incremento da fração argila no horizonte Bt (Quadro 4-1 constatado também pelos revestimentos cutâneos - Figura 4-30A e B). Os teores observados nos HB mostram que, de fato, os perfis são desenvolvidos *in situ*, enquanto os HA mostram que há uma pequena mobilização de material em superfície.

Comparando os teores de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>3</sub>O<sub>2</sub> e Fe<sub>3</sub>O<sub>2</sub> dos HB (BC, Bw2, Bw1 e BA) de todos os perfis dos três planaltos escalonados, observa-se que há relação inversa entre Fe<sub>3</sub>O<sub>2</sub> e SiO<sub>2</sub>, entre Al<sub>3</sub>O<sub>2</sub> e SiO<sub>2</sub> e entre Fe<sub>3</sub>O<sub>2</sub>+Al<sub>3</sub>O<sub>2</sub> e SiO<sub>2</sub>, conforme apresentado na Figura 4-31. Desta forma, os planaltos se distinguem uns dos outros pela proporção entre os teores de ferro, alumínio e silício, a partir da qual podem ser inferida a intensidade da hidrólise em cada um dos perfis analisados. O Planalto Inferior (PIF) tem médio teor de

ferro, baixo alumínio e alto de silício; o Planalto Intermediário em São Geraldo (PIT<sub>SG</sub>) tem alto teor de ferro, médio de alumínio e baixo de silício; o Planalto Intermediário de Cristiano Otoni (PIT<sub>CO</sub>) tem baixo teor de ferro, médio de alumínio e alto de silício; e Planalto Superior (PS) tem médio teor de ferro, alto teor de alumínio e baixo de silício (Figura 4-31).

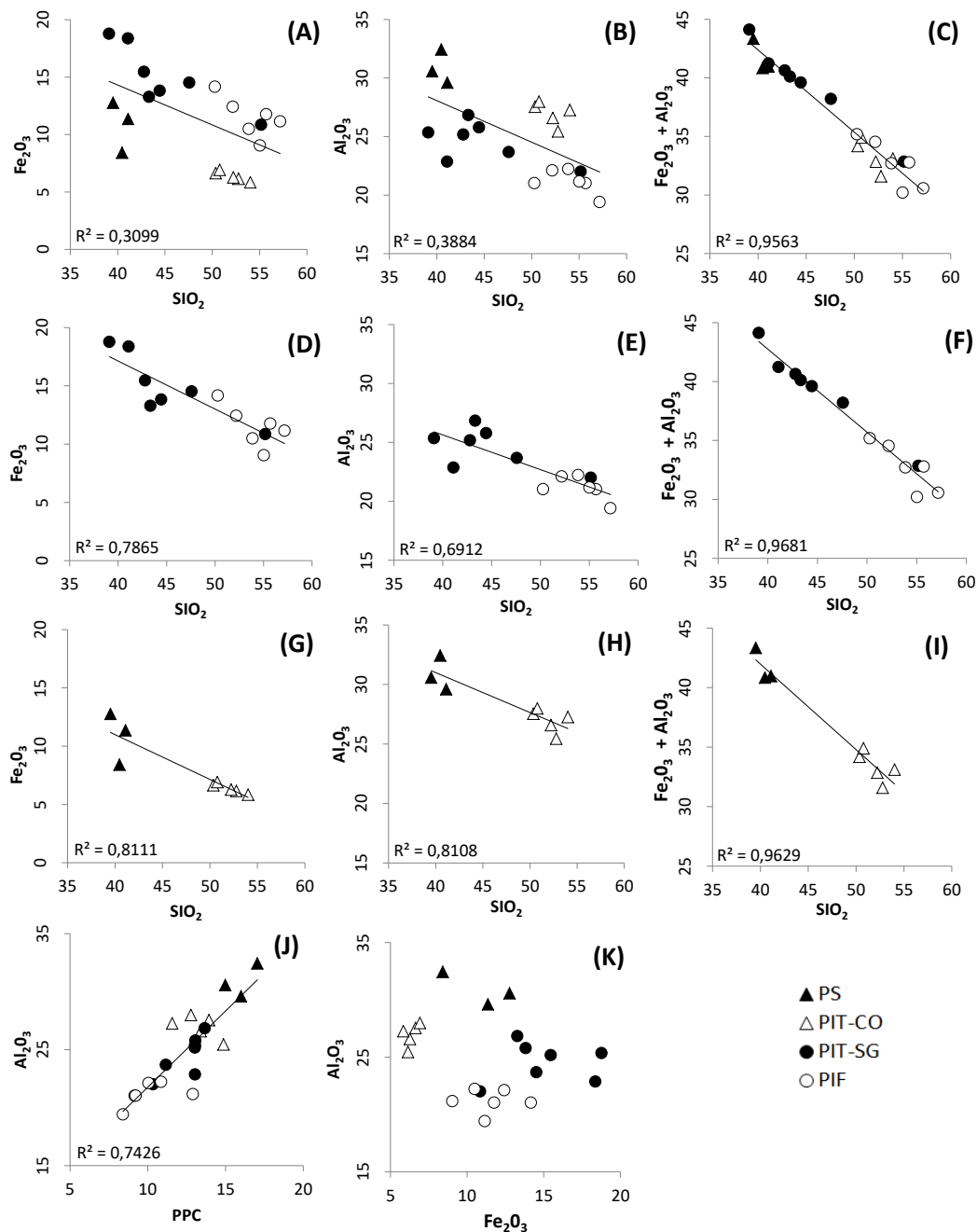


Figura 4-31 - Gráficos de correlação dos horizontes B dos perfis amostrados nas bordas dos planaltos escalonados: (A) relação  $Fe_3O_2 / SiO_2$  para todas amostras, (B) relação  $Al_3O_2 / SiO_2$  para todas amostras, (C) relação  $Fe_3O_2 / SiO_2$  para São Geraldo, (D) relação  $Al_3O_2 / SiO_2$  para São Geraldo, (E) relação  $Fe_3O_2 + Al_3O_2 / SiO_2$  para São Geraldo, (F) relação  $Fe_3O_2 + Al_3O_2 / SiO_2$  para todas as amostras, (G) relação  $Fe_3O_2 / SiO_2$  para Cristiano Otoni, (H) relação  $Al_3O_2 / SiO_2$  para Cristiano Otoni, (I) relação  $Fe_3O_2 + Al_3O_2 / SiO_2$  para Cristiano Otoni, (J) relação  $Al_3O_2 / PPC$  para todas as amostras, (K) relação  $Al_3O_2 / Fe_3O_2$  para todas as amostras.

A relação positiva ( $R^2 = 75\%$ ) entre os teores de alumínio e a perda por calcinação vai ao encontro dos dados mineralógicos, mostrando que há mais perda e mais alumínio no Planalto Superior, onde há maior presença de gibbsita (hidróxidos de alumínio - Figura 4-29), sendo seguido pelo  $PIT_{SG}$ , pelo  $PIT_{CO}$  e, finalmente pelo PIF, onde ocorre a menor perda refletida pela presença dominante de caulinita, em associação com illita e traços de vermiculita (Figura 4-29).

Os perfis de solos dos 3 planaltos escalonados apresentam diferenciações microestruturais do material fino, variações na composição mineralógica e química que evidenciam variações na intensidade da alteração ( $PS > PIT_{SG} > PIT_{CO} > PIF$ ). No Planalto Superior os perfis com HB com fábrica indiferenciada associado com uma paragênese caulínica-gibbsítica evidenciam os perfis mais intemperizados, caracterizando os mecanismos de alitização e ferralitização em associação com sialitização. Os perfis do Planalto Intermediário apresentam graus de alteração diferentes sendo os do  $PIT_{SG}$  mais evoluídos do que os do  $PIT_{CO}$ . Entretanto, os do  $PIT_{SG}$  apesar de apresentarem fábrica indiferenciada como os perfis do Planalto Superior (PS), são menos gibbsíticos. No Planalto Inferior os perfis com HB com fábrica diferenciada em zonas estriadas e mosaicos em associação com a presença de argilominerais 1:1 e argilominerais 2:1 de transformação, evidenciam os perfis menos intemperizados, caracterizando predominantemente um mecanismo de monossialitização e bissialitização.

Assim, a constatação que os processos pedogenéticos são mais intensos no Planalto Superior e menos intensos no Planalto Inferior é compatível com a idade relativa de cada uma dessas superfícies. Constatase também que os perfis de solos do Planalto Intermediário têm características específicas, onde, em Cristiano Otoni ( $PIT_{CO}$ ), os processos são relativamente menos intensos que em São Geraldo ( $PIT_{SG}$ ). Essa distinção é consequência da posição dos perfis no Planalto Intermediário ( $PIT_{SG}$ ,  $PIT_{CO}$ ).

#### 4.4.7 - Conclusões

Os planaltos escalonados do sudeste de Minas Gerais têm seus solos com diferentes características macromorfológicas, mineralógicas, químicas e micromorfológicas, que indicam, em conjunto, diferente grau de pedogênese desses planaltos, sobretudo, considerando a intensidade da hidrólise parcial ou total que predomina em cada um dos perfis de solo analisados. Os solos assumem caráter ferráltico no Planalto Superior, caráter caulínico-oxídico no Planalto Intermediário, caráter caulínico-micáceo no Planalto Inferior. Essas características permitem dizer que o Planalto Inferior é o mais jovem e menos evoluído, seguido do Planalto Intermediário próximo a Cristiano Otoni, do Planalto Intermediário de São Geraldo e o Planalto Superior é o mais velho e evoluído. Assim, podemos dizer que o Planalto Intermediário não tem a mesma idade em toda sua extensão, pois ela depende da posição relativa que ele ocupa na paisagem, quando ele corresponde a um planalto superior relativo, ele é mais antigo do que quando corresponde a um planalto inferior relativo. Além disso, verifica-se que o processo de recuo das escarpas é observável também nas características dos solos, haja vista que à medida que elas recuam e as áreas imediatamente inferiores são rebaixadas, seus solos são rejuvenescidos. Assim, esses resultados

corroboram a idéia de que a bacia do Rio Paraíba do Sul ganha área sobre a bacia do Rio Doce que, por sua vez, ganha área da bacia do Rio São Francisco. Esse fato mostra que o relevo do sudeste de Minas Gerais ainda é degradado e tende a sofrer com o rebaixamento médio de suas cotas altimétricas devido a dinâmica de suas bordas de seus planaltos escalonados.



## CAPÍTULO 5

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

---

O estudo da morfo-pedogênese das bordas dos planaltos escalonados do sudeste de Minas Gerais leva às seguintes considerações sobre essa região:

- a denudação química e a denudação total dessas bordas são mais intensas na frente das escarpas que em seus respectivos reversos, enquanto as bacias capturadas têm taxas semelhantes ao restante do reverso não capturado. Essas taxas são maiores para na frente e no reverso da Serra de São Geraldo que as mensuradas para o Degrau de Cristiano Otoni.

- a relação positiva das taxas de denudação total mensuradas por meio do isótopo cosmogênico  $^{10}\text{Be}$  com o relevo e a declividade demonstram que, as bordas dos planaltos escalonados do sudeste mineiro tem sua morfogênese controlada pelo lento soerguimento do Brasil Oriental.

- o grau de intemperismo do manto de alteração é maior no reverso das escarpas que em suas respectivas frentes, sendo que na borda de Cristiano Otoni esse grau é maior do que em São Geraldo. Isso é evidência de que o relevo da borda de Cristiano Otoni é mais antigo que a borda de São Geraldo.

- as capturas fluviais entre esses planaltos escaonados mostram que o processo de retração dos degraus morfológicos está ativo, sendo as capturas responsáveis pela incorporação de terrenos dos reversos desses degraus pelos terrenos que drenam suas frentes, fato que comprova o recuo paralelo das escarpas

- o Planalto Intermediário, drenado pelo rio Doce e seus afluentes, não tem mesma idade em toda sua extensão. - os métodos analíticos utilizados foram todos adequados à realização desse estudo e se complementaram para a realização da análise morfo-pedogenética das bordas dos planaltos escalonados do sudeste de Minas Gerais.

- pode-se dizer que os resultados dessas análises convergem para um mesmo caminho e provam que, de fato, as escarpas têm recuado e os planaltos têm sido degradados. Esses resultados provam também que os terrenos imediatamente abaixo das escarpas são mais jovens que os imediatamente acima, sendo formados a partir da contínua incorporação dos terrenos dos reversos por meio da retração dessas escarpas e do rebaixamento das porções capturadas.

- assim sendo, considerando-se as taxas de erosão, o recuo paralelo das escarpas e o grau de maturidade dos perfis de solo, pode-se concluir que: o Planalto Superior (PS) é o mais antigo, o Planalto Intermediário próximo à Serra de São Geraldo ( $\text{PIT}_{\text{SG}}$ ) é o segundo mais antigo e os Planaltos Intermediário próximo ao Degrau de Cristiano Otoni ( $\text{PIT}_{\text{CO}}$ ) e Inferior (PIF) sejam os mais jovens.

Os métodos analíticos aplicados nessa pesquisa mostraram-se bastante adequados à análise da morfo-pedogênese das bordas interplanálticas do sudeste de Minas Gerais e podem, assim, ser aplicadas em

conjunto, ou individualmente, no estudo de paisagens semelhantes nessa Unidade Federativa, ou até mesmo em outras. Esses métodos, porém, tem escalas temporais específicas aos métodos adotados (inferior a 1,36 Ma) e não permitem analisar essas bordas interplanálticas integralmente, deixando algumas lacunas a serem consideradas em pesquisas futuras:

- as capturas fluviais estudadas tem papel ativo na retração das escarpas (*backwearing*) e no rebaixamento dos planaltos capturados (*downwearing*) devendo ser estudadas em escala temporal mais ampla, objetivando entender seu papel no tempo geológico.

- a denudação das bordas interplanálticas depende também da dinâmica dos planaltos como um todo, assim, abre-se frente para estudos que foquem cada um desses planaltos escalonados, visando entender sua denudação química, física e total individualmente.

- a diferença no grau de intemperismo observado para cada uma das bordas dos planaltos escalonados permitiu, nessa pesquisa discorrer sobre a idade relativa entre elas. Entretanto, esses solos não foram datados, o que também abre frente para futuras pesquisas na região, que podem corroborar ou refutar os resultados aqui apresentados.

- a mensuração das taxas de denudação total de longo-termo a partir da quantificação de isótopos cosmogênicos na escala de bacias hidrográficas permitiu entender o comportamento médio da denudação. Em futuros estudos, o mesmo método (isótopos cosmogênicos) pode ser aplicado, mas medindo a perda *in situ* em perfis de alteração localizados ao longo de um perfil topográfico desde o topo até a base dessas escarpas, permitindo entender como se dá o recuo dessas escarpas.

- acredita-se também que estudos da cobertura pedológica dessas bordas interplanálticas usando toposequências podem refinar os resultados obtidos nessa pesquisa e trazer novos resultados sobre a transformação dos sistemas pedológicos dessas bordas interplanálticas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Ab'sáber A. 1957. O problema das conexões antigas e da separação da drenagem do Paraíba e do Tieté. *Boletim Paulista de Geografia*. **26**: 38-49.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review*. **17**: 1-29.
- Anderson RS, Anderson SP. 2010. *Geomorphology: the mechanisms and chemistry of landscapes*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Anderson S. P., Dietrich W. E., Brimhall-Jr G. H. 2002. Weathering profiles, mass-balance analysis, and rates of solute loss: Linkage between weathering and erosion in a small, steep catchment. *GSA Bulletin*, **114**(9): 1143-1158.
- Arhnert F., 1970. Functional relationships between denudation, relief and uplift in large, mid-altitude drainage basins. *American Journal of Science*. **268**: 243-263.
- Arnold M., Merchel S., Bourlés D.L., Braucher R., Benedetti L., Finkel R.C., Aumaître G., Gott dang A., Klein M. 2010. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: improved performance and developments. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* **268**: 1954-1959.
- Balco G., Stone J.O., Lifton N.A., Dunai T.J. 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  measurements. *Quaternary Geochronology* **3**: 174-195.
- Balestrieri M.L., Stuart F.M., Persano C., Abbate E., Bigazzi G. 2005. Geomorphic development of the escarpment of the Eritrean margin, southern Red Sea from combined apatite fission-track and (U-Th)/He thermochronometry. *Earth and Planetary Science Letters* **231**(1-2): 97-110.
- Beauvais A., Ruffet G., Héénocque O., Colin F. 2008. Chemical and physical erosion rhythms of West African Cenozoic morphogenesis: the  $^{39}\text{Ar}$   $^{40}\text{Ar}$  dating of supergene K-Mn oxides. *Journal of Geophysical Research* **113**: 1-15.
- van der Beek P., Summerfield M.A., Braun J., Brown R.W., Fleming A., 2002. Modelling postbreakup landscape development and denudational history across the southeast African (Drakensberg Escarpment) margin. *Journal of Geophysical Research* **107**(B12): 2351.
- Bierman P. R., Caffee M. 2001. Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib desert and escarpment, southern Africa. *American Journal of Science*. **301**: 326-358.
- Bierman P.R. 1994. Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: a review from the geomorphic perspective. *Journal of Geophysical Research* **99**: 13885-13896.
- Binnie S.A., Phillips W.M., Summerfield M.A., Fifiield L.K. 2006. Sediment mixing and basin-wide cosmogenic nuclide analysis in rapidly eroding mountainous environments. *Quaternary Geochronology* **1**: 4-14.
- von Blanckenburg F. 2005. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth and Planetary Science Letters*, **237**: 462-479.
- Braucher R. 1998. *Utilization du  $^{10}\text{Be}$  cosmogénique produit in situ pour l'étude de la dynamique de laterites en zone intertropicale*. CEREGE, Université de Marseille III, Aix en Province, 112 p.
- Braucher R., Brown E. T., Bourlés D. L., Colin F. 2003. In situ-produced  $^{10}\text{Be}$  measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters*, **211**:251-258.

- Braucher R., Merchel S., Borgomano J., Bourlès D.L. 2011. Production of cosmogenic radionuclides at great depth: a multi element approach. *Earth and Planetary Science Letters* **309**(1-2): 1-9.
- Brito Neves B.B. 2003. Geologia do Brasil no contexto da plataforma Sul-Americana. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti and J.H. Gonçalves (ed.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, Brazil, 5-26.
- Brown E.T., Stallard R.F., Larsen M.C., Bourlès D.L., Raisbeck G.M., Yiou F., 1998. 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*, **160**: 723-728.
- Brown E.T., Stallard R.F., Larsen M.C. Raisbeck G.M. ,Yiou F., 1995. 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* **129**: 193-202.
- Büdel J. 1982. *Climatic geomorphology*. Princenton University Press, Princenton, 443.
- Bullock P., Fedoroff N., Jongerius A., Stoops G., Tursina T. 1985. *Handbook for soil thin section description*. Woverhampton, Waine Research Publishers., 152p.
- Burke B.C., Heimsath A.M., Dixon J.L., Chappell J., Yoo K., 2009. Weathering the escarpment: chemical and physical rates and processes, south-eastern Australia. *Earth Processes and Landforms*. **34**: 768-785.
- Carson M., Kirkby M.J. 1972. *Hillslope forms and process*. Cambridge University Press, New York.
- Carvalho, G. B. C. T. 1956. *Método rápido de determinação das relações  $k_i$  e  $k_r$  em solos*. Rio de Janeiro: IQA, 20 p.
- CASSETI, V. 2008. Geomorfologia. Goiânia: FUNAPE
- Castro S.S., Cooper M., Santos, Vidal-Torrado P. 2003. Micromorfologia do solo: bases e aplicações. *Tópicos em Ciências do Solo*. **3**: 107-164.
- Chardon D., Chevillotte V., Beauvais A., Grandin G., Boulangé B., 2006. Planation, bauxites and epeirogeny: one or two paleosurfaces on the West African margin? *Geomorphology*. **82**: 273-282.
- Cherem LFS et al. 2012a. Long-term relief evolution of denudational escarpments in Southeastern Brazil. *Geomorphology*, **173–174**: 118-127.
- Cherem, L.F.S., Varajão, C.A.C., Salgado, A.A.R., Varajão, A.F.D., Bourlés, D., Braucher, R., Nalini Júnior, H.A., Magalhães Júnior, A.P. 2012b. Denudação química e rebaixamento do relevo em bordas interplanálticas com substrato granítico: dois exemplos no Sudeste de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **13**(1): 73-84.
- Cherem LFS et al. No prelo. O papel das grandes capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas do sudeste de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. **Submetido**.
- Chevillotte V., Chardon D., Beauvais, A., Maurizot, P. e Colin, F. 2006. Long-term tropical morphogenesis of New Caledonia (Southwest Pacific): Importance of positive epeirogeny and climate change. *Geomorphology*, **81**: 361-375.
- Cockburn H. A. P., Seidl M. A., Summerfield M. A. 1999. Quantifying denudation rates on inselbergs in the central Namib Desert using in situ-produced cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$ . *Geology*, **27**(5): 399-402.
- Cockburn H.A.P., Summerfield M.A. 2004. Geomorphological applications of cosmogenic isotope analysis. *Progress in Physical Geography* **28**(1): 1-42.
- Cockburn H.A.P., Brown R.W., Summerfield M.A., Seidl M.A. 2000. Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission-track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach. *Earth and Planetary Science Letters* **179**(3-4): 429-435.

- Codilean A.T., 2006. Calculation of the cosmogenic nuclide production topographic shielding scaling factor for large areas using DEMs. *Earth Surface Processes and Landforms* **31**(6): 785-794.
- COMIG, CPRM. 2003. *Mapa geológico do estado de Minas Gerais*. Belo Horizonte: CPRM
- Cristofolletti, A. 1999. Modelagem de Sistemas Ambientais. São Paulo, Edgar Buncher,
- Davis, W. M. 1896. The Seine, the Meuse and the Mouselle. *National Geographic Magazine*. **7**(6): 189-202.
- Davis, W. M. 1899. The Geographical Cycle. *Geographical Journal*. **14**: 481–504.
- Delgado I. M., Souza J. D., Silva L. C., Souza Filho N. C., Santos R. A., Pedreira A. J., Guimarães J. T., Angelim L. A. A., Vasconcelos A. M., Gomes I. P., Filho J. V. L., Valente C. R., Perrotta M. M., Heineck C. A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., et al (ed.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, Geotectônica do Escudo Atlântico, p.227-334.
- Dietrich W. E., Dunne T. 1993. The Channel Head. In: Beven K. e Kirkby M. J. (ed.). *Channel Network Hydrology*. John Wiley and Sons Ltd.
- Drever J. I. 1997. *The geochemistry of natural waters: surface and groundwater environments*. New Jersey, Prentice-Hall, 436 p.
- Drever J. I. e Finley J. B. 1993. Weathering and pedogenesis at the watershed scale: high-elevation catchments in silicate terrains. *Chemical Geology*, **107**(3-4): 289-291.
- Dunai T.J., 2010. *Cosmogenic nuclides: principles, concepts and applications in Earth Sciences*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 199p.
- Dunne T. 1978. Rates of chemical denudation of silicate rocks in tropical catchments. *Nature*, **274**(5668):244-246.
- Dupré B., Dessert C., Oliva P., Goddérés Y., Viers J., François L., Millot R., Gaillardet J. 2003. Rivers, chemical weathering and earth's climate. *C. R. Geoscience*. **335**: 1141-1160.
- EMBRAPA e IBGE.2001. *Mapa de solos do Brasil*. Rio de Janeiro: EMBRAPA.
- EMBRAPA. 2006. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. *Sistema brasileiro de classificação de solos*. 2ª ed., Rio de Janeiro: EMBRAPA, 306 p.
- EMBRAPA. 1997. *Manual de métodos de análises de solo*. 2.ed. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura e do Abastecimento, 212p.
- EPA. Stream Flow. 1997. In: EPA (ed.) *Volunteer Stream Monitoring: a methods manual*. Washington: EPA p. 134-138.
- Fernandes Filho E. I., Marotta G. S., Portes R. C., França M. M., Vieira E. M., Moreira G. F., Sousa E. 2008. *Mapa de Solos do estado de Minas Gerais*. Viçosa: UFV.
- Ferrier K. L., Kirchner J. W., Finkel R. C. 2008. Climatic and erosional effects on chemical denudation rates: measurements over millennial timescales in the Idaho Batholith. *AGU Fall Meeting Abstracts*. **H53G**: 1-3.
- Fleming A., Summerfield M.A., Stone J.O., Field L.K., Cresswell R.G., 1999. Denudation rates for the southern Drakensberg escarpment, SE Africa, derived from in-situ-produced cosmogenic <sup>36</sup>Cl: initial results. *Journal of the Geological Society*. **156**(2): 209-212.
- Gerrard J., 1992. *Soil Geomorphology*. Chapman and Hall, London, 264p.
- Gilbert, G. K. *Report on the geology of the Henry Mountains*, **141**. Washington. 1877.
- Gomes JBV et al. 2007. Mineralogia e micromorfologia de solos esqueléticos do bioma cerrado, no leste de Goiás. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, **31**: 875-886.
- Goudie A., 2004. *Encyclopedia of Geomorphology*, Routledge, London, UK, 2.

- Granger D.E., Riebe C.S., Finkel R.C. 1996. Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ-produced cosmogenic nuclides in alluvial sediments. *Journal of Geology* **104**(3), 249-257.
- Granger D.E., Smith A.L. 2000. Dating buried sediments using radioactive decay and muogenic production of  $^{26}\text{Al}$  and  $^{10}\text{Be}$ . *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research - Beam Interactions with Matter and Atoms* **172**: 882-826.
- Gunnell Y., Carter A., Petit C., Fournier M. 2007. Post-rift seaward downwarping at passive margins: New insights from southern Oman using stratigraphy to constrain apatite fission-track and (U-Th)/He dating. *Geology* **35**(7): 647-650.
- Hackspacher P.C., Ribeiro L.F.B., Ribeiro M.C.S., Fetter A.H., Neto J.C.H., Tello C.E.S., Dantas E.L. 2004. Consolidation and break-up of the South American Platform in southeastern Brazil: tectono-thermal and denudation histories. *Gondwana Research* **7**(1): 91-101.
- Hancock G. S., Anderson R. S., Chadwick O. A., Finkel R. C. 1999. Dating fluvial terraces with  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  profiles: application to the Wind River, Wyoming. *Geomorphology* **27**:41-60.
- Hancock G., Kirwan M., 2007. Summit erosion rates deduced from  $^{10}\text{Be}$ : implications for relief production in the central Appalachians. *Geology* **35**(1), 89-92.
- Heimsath A. M., Chappell J., Dietrich W. E., Nishiizumi K., Finkel R. C. 2000. Soil production on a retreating escarpment in southeastern Australia. *Geology* **28**(9):787-790.
- Heimsath A. M., Chappell J., Dietrich W. E., Nishiizumi K. e Finkel R. C. 2001. Late Quaternary erosion in southeastern Australia: a field example using cosmogenic nuclides. *Quaternary International*, **83-85**:169-185.
- Heimsath A. M., Chappell J., Finkel R. C., Fifield K., Alimanovic A. 2006. Escarpment erosion and landscape evolution in southeastern Australia. *GSA Special Papers* **398**:173-190.
- Heimsath A. M., Dietrich W. E., Nishiizumi K., Finkel R. C. 1999. Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth. *Geomorphology* **27**:151-172.
- Hiruma S.T., Riccomini C., Modenesi-Gauttieri M.C., Hackspacher P.C., Hadler Neto J.C., Franco-Magalhães A.O.B. 2010. Denudation history of the Bocaina plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: relationships to Gondwana breakup and passive margin development. *Gondwana Research* **18**(4): 674-687.
- Huggett R. J. 2007. *Fundamentals of Geomorphology*. London: Routledge. (Routledge Fundamentals of Physical Geography Series)
- Humphreys G.S., Tomkins K.M., Wilkinson M.T., Fink D., Shakesby R.A., Doerr S.H., Walbrink P.J., Blake W.H., 2006. Longer-term and contemporary denudation rates, and the role of extreme events along a passive margin, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **70**(18-Supplement 1): A273-A273.
- IBGE.1993. *Mapa de unidade do relevo do Brasil*. Rio de Janeiro: IBGE
- Kehrig A. G. *As relações ki e kr no solo*. Rio de Janeiro: IQA, 1949. 67 p.
- King L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, **18**:147-265.
- Kirchner J. W., Riebe C. S., Ferrier K. L. e Finkel R. C. 2006. Cosmogenic nuclide methods for measuring long-term rates of physical erosion and chemical weathering. *Journal of Geochemical Exploration*, **88**(1-3): 296-299.
- Kottke M., Grieser J., Beck C., Rudolf B., Rubel F. 2006. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift* **15**(3): 259-263.
- Lal D. 1991. Cosmic ray labelling of erosion surfaces: in-situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* **104**: 424-439.

- Lane N. F., Watts A. B., Farrant A. R. 2008. An analysis of Cotswold topography: insights into the landscape response to denudational isostasy. *Journal of the Geological Society*, **165**(1):85-103.
- Marker M.E., McFarlane M.J., Wormald R.J. 2002. A laterite profile near Albertinia, Southern Cape, South Africa: its significance in the evolution of the African Surface. *South African Journal of Geology* **105**(1): 67-74.
- Matmon A., Bierman P., Enzel Y. 2002. Pattern and tempo of great escarpment erosion. *Geology* **30**(12):1135-1138.
- Matmon A., Bierman P.R., Larsen J., Southworth S., Pavich M., Finkel R.C., Caffee M., 2003. Erosion of an ancient mountain range, the Great Smoky Mountains, North Carolina and Tennessee. *American Journal of Science* **303**: 881-855.
- Mello C.L., Metelo C.M.S., Suguio K., Kohler H.C. 1999. Quaternary Sedimentation, Neotectonics and the Evolution of Doce River Middle Valley Lake System (Southeastern Brazil). *Revista do Instituto Geológico*, v.**20**(1-2): 29-36.
- Merchel S., Herpers U. 1999. An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via accelerator mass spectrometry. *Radiochimica Acta* **84**:215-219.
- Merchel S., Arnold M., Aumaître G., Benedetti L., Bourlés D.L., Braucher R., Alifimov V., Freeman S.P.H.T., Steier, P., Wallner A., 2008. Towards more precise  $^{10}\text{Be}$  and  $^{36}\text{Cl}$  data from measurements at the 10-14 level: Influence of sample preparation. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* **266**: 4921-4926.
- Mikesell L. R., Weissmann G. S. e Karachewski J. A. 2010. Stream capture and piracy recorded by provenance in fluvial fan strata. *Geomorphology* **115**(3-4): 267-277.
- Millot R., Gaillardet J., Dupré B. e Allègre C. J. 2002. The global control of silicate weathering rates and the coupling with physical erosion: new insights from rivers of the Canadian Shield. *Earth and Planetary Science Letters*, **196**: 83-98.
- Modenesi-Gauttieri M. C., Hiruma S., Riccomini C. 2002. Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of southeastern Brazil. *Geomorphology*, **43**(3-4): 257-271.
- Monaghan M. C., Mckean J., Dietrich W. E., Klein, J. 1992.  $^{10}\text{Be}$  chronometry of bedrock-to-soil conversion rates. *Earth and Planetary Science Letters* **111**: 483-492.
- Montgomery D. R., Dietrich W. E. 1989. Sources Areas, Drainage Density, and Channel Initiation. *Water Resources Research* **25**(8): 1907-1919.
- Montgomery D. R., Dietrich W. E. 1994. Landscape dissection and drainage area-slope threshold. In: M. J. Kirkby (Ed.). *Process Models and Theoretical Geomorphology*: John Willey and Sons Ltd., p.221-246,
- Montgomery D.R., Brandon M.T. 2002. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters* **201**: 481-489.
- Moore A., Blenkinsop T. 2006. Scarp retreat versus pinned drainage divide in the formation of the Drakensberg escarpment, southern Africa. *South Africa Journal of Geology* **109**(4): 599-610.
- Moreira I. C. 2008. *Aplicação de modelos matemáticos de evolução do relevo na simulação do recuo da borda de falha da Bacia de Resende (RJ)*. Departamento de Geologia, UFJ, Rio de Janeiro,
- Nahon, D. 2003. Altérations dans la zone tropicale. Signification à travers les mécanismes anciens et/ou encore actuels. *C. R. Geoscience* **335**:1109-1119.
- Nahon, D. 1991. *Introduction to the petrology of soils and chemical weathering*. New York: John Wiley and Sons.
- Noce C. M., Romano A. W., Pinheiro C. M., Mol V. S., Pedrosa-Soares A. C. 2003. *Folha SE.X-D-II: Ubá. Projeto Leste*. COMIG. Belo Horizonte

- Oliva P., Viers J., Bernard D. 2003. Chemical weathering in granitic environments. *Chemical Geology* **202**: 225-256.
- Oliveira, D. 2003. *A captura do Alto Rio Garatuba: uma proposta metodológica para o estudo da evolução do relevo na Serra do Mar, Boracéia - SP*. Departamento de Geografia, USP, São Paulo, 130 p.
- Oliveira, D. 2010. Capturas fluviais como evidências da evolução do relevo: uma revisão bibliográfica. *Revista do Departamento de Geografia*, **20**: 37-50.
- Oliveira, D., Queiroz Neto, J.P., 2007. Evolução do relevo na Serra do Mar no estado de São Paulo a partir de uma captura fluvial. *GEOUSP - Espaço e Tempo* **22**, 73-88.
- Ollier, C. D. 1982. The Great Escarpment of eastern Australia: Tectonic and geomorphic significance. *Australian Journal of Earth Sciences*, **29**(1-2): 13-23.
- Ollier, C. D. 1985. Morphotectonics of Passive Continental Margin: Introduction. *Zeits Für Geomorpho.*, **54**: 1-9.
- Pain C. F. 1986. Scarp retreat and slope development near picton, New South Wales, Australia. *Catena*, **13**(1-2): 227-239.
- Pedro G. 1979. Caracterization générale des processus de l'alteration hydrolytique. *Sciences du Sol*. **2-3** : 93-105.
- Peel M.C., Finlayson B.L., McMahon T.A. 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences* **11**: 1633-1644.
- Perath I., Almagor G. 1998. The Sharon Escarpment (Mediterranean coast, Israel) stability, dynamics, risks and environmental management. *Journal of Coastal Research*, **16**(1): 225-228.
- Persano C., Stuart F.M., Bishop P., Barford D.N. 2002. Apatite (U–Th)/He age constraints on the development of the Great Escarpment on the southeastern Australian passive margin. *Earth and Planetary Science Letters* **200**(1-2): 79-90.
- Pinet P., Souriau M. 1988. Continental erosion and large-scale relief. *Tectonics* **7**(3): 563-582.
- Prince P. S., Spotila J. A., Henika W. S. 2010. New physical evidence of the role of stream capture in active retreat of the Blue Ridge escarpment, southern Appalachians. *Geomorphology* **123**(3-4): 305-319.
- Prince P. S., Spotila J. A., Henika W. S. 2011. Stream capture as driver of transient landscape evolution in a tectonically quiescent setting. *Geology* **39**(9):823-826.
- RADAM 1983. *Folhas SF 23/24 - Rio de Janeiro/Vitória, geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, DNPM, **32**: 780 p.
- Riccomini C., Assumpção M. 1999. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes*. **22**: 221-225.
- Riccomini, C. 1989. *O Rifte Continental do Sudeste do Brasil*, Universidade de São Paulo, São Paulo, 256 p.
- Riebe C.S., Kirchner J.W., Finkel R.C., 2004. Erosional and climatic effects on long-term chemical weathering rates in granitic landscapes spanning diverse climate regimes. *Earth and Planetary Science Letters* **224**: 547-562.
- Riebe C.S., Kirchner J.W., Granger D.E., Finkel R.C., 2000. Erosional equilibrium and disequilibrium in the Sierra Nevada, inferred from cosmogenic <sup>26</sup>Al and <sup>10</sup>Be in alluvial sediment. *Geology* **28**(9): 803-806.
- Saadi, A. 1991. *Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intra-placa, descontinuidades crustais e morfogênese*. Departamento de Geografia, Uinversidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 285 p.



- Saadi A. 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira: Esboço e interpretações preliminares. *GEONOMOS*, **1**:1-15.
- Saadi A., Bezerra F. H. R., Costa R. D., Igreja H. L. S., Franzinelli E. 2005. Neotectônica da Plataforma Brasileira. In: Suguio, K., Oliveira A. M. S. et al (ed.). *Quaternário do Brasil*. Ribeirão Preto, Holos, p.211-234.
- Salgado A. A. R. Valadão R. C. 2003. Contribuição da denudação geoquímica na evolução da erosão diferencial no Espinhaço Meridional - MG. *Revista Brasileira de Geomorfologia* **4**(2):31-40.
- Salgado A. A. R., Colin F., Nalini-Jr. H. A., Braucher R., Varajão A. F. F. C., Varajão C. A. C. 2004. O papel da Denudação Geoquímica no processo de erosão diferencial no Quadrilátero Ferrífero/MG. *Revista Brasileira de Geomorfologia* **5**(1): 55-69.
- Salgado A. A. R., Varajão C. A. C., Colin F., Braucher R., Varajão A. F. D. C., Nalini-Jr. H. A., Cherem L. F. S., Marent B. R., Brindusa C. B. 2007. Estimativa das taxas de erosão das terras altas da alta bacia do rio das Velhas no Quadrilátero Ferrífero: implicações para a evolução do relevo. *Revista Brasileira de Geomorfologia* **8**(2): 1-8.
- Salgado A.A.R., Braucher R., Colin F., Nalini-Jr. H.A., Varajao A.F.D.C. ,Varajao C.A.C., 2006. Denudation rates of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil): Preliminary results from measurements of solute fluxes in rivers and in situ-produced cosmogenic  $^{10}\text{Be}$ . *Journal of Geochemical Exploration* **88**: 313-317.
- Salgado A.A.R., Braucher R., Varajão C.A.C., Colin F., Varajão A.F.D.C. ,Nalini-Jr. H.A. 2008. Relief evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) by means of  $^{10}\text{Be}$  cosmogenic nuclide. *Zeitschrift für Geomorphologie* **52**, 317-323.
- Santos R.D. et al. 2005. *Manual de descrição e coleta de solo no campo*. SBCS, Viçosa. 100p.
- Sarcinelli T.S., Schaefer C.E.G.R., Lynch L.S., Arato H.D., Viana J.H.M., Albuquerque-Filho M.R., Gonçalves T.T., 2009. Chemical, physical and micromorphological proprieties of termite mounds and adjacent soils along a toposequence in Zona da Mata, Minas Gerais State, Brazil. *Catena* **76**(2), 107-113.
- Schaller M., Blum J. D., Ehlers T. A. 2008. Combining cosmogenic nuclides and major elements from moraine soil profiles to improve weathering rate estimates. *Geomorphology* **106**: 198-205.
- Schaller M. von Blanckenburg, F. Hovius N., Kubik P.W. 2001. Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth and Planetary Science Letters* **188**(3-4): 441-458.
- Seidl M.A., Finkel R.C., Caffee M.W., Hudson G.B., Dietrich W.E., 1997. Cosmogenic isotope analyses applied to river longitudinal profile evolution: problems and interpretations. *Earth Surface Processes and Landforms* **22**: 195-209.
- Seidl M.A., Weissel J.K., Pratson L.F. 1996. The kinematics and pattern of escarpment retreat across the rifted continental margin of SE Australia. *Basin Research* **8**(3), 301-316.
- Shepard F. P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology* **24**: 151-158.
- Silva C. M. T., Alkimin F. F., Pedrosa Soares A. C. 2009. Geometria e evolução do feixe de zonas de cisalhamento Manhuaçu - Santa Margarida, Orôgeno Araçuaí - MG. *Revista da Escola de Minas*, v. **62**(1): 23-34.
- Snyder N. P., Whipple K. X., Tucker G. E., Merritts D. J. 2000. Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *GSA Bulletin*, **112**(8): 1250-1263.
- Stone J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysics Research* **105**(B10): 23753-23759.

- Sullivan C., Bierman P.R., Reusser L., Pavich M., Larsen J., Finkel R.C., 2007. Cosmogenic erosion rates and landscape evolution of the Blue Ridge escarpment, southern Appalachian Mountains, *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 512p.
- Summerfield MA. 1991. *Global geomorphology: an introduction to the study of landforms*. Longman, New York, 537p.
- Tardy Y. 2003. Laterites. In: Middleton G.V. *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Dordrecht: Kluwer (now Springer), 821 pp.
- Thomas M.F. 1994. *Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes*. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, 460p.
- Thomas, M. F. 1995. Models for landform development on passive margins. Some implications for relief development in glaciated areas. *Geomorphology*, **12**(1): 3-15.
- Tricart, J. 1972. *The landforms of the umid tropics, forests and savannas*. London, Longman, 306p.
- Tupinambá M., Heilbron M., Duarte B. P., Nogueira J. R., Valladares C., Almeida J., Silva L. G. E., Medeiros S. R., Almeida C. G., Miranda A., Ragatky C. D., Mende, J., Ludka, I. 2007. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *GEONOMOS*, **14**(1): 67-79.
- UFV, CETEC, UFLA, 2010. *Mapa de solos do Estado de Minas Gerais*. Fundação Estadual do Meio Ambiente, Belo Horizonte, Brazil.
- Valadão R. C. 1998. *Evolução de longo-termo do relevo do Brasil oriental desnudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais*. Departamento de Geologia, UFBA, Salvador, 243 p.
- Vanacker V., von Blanckenburg F., Hewaeasam T. 2007. Constraining landscape development of the Sri Lankan Escarpment with cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth and Planetary Science Letters* **253**: 402-414.
- Varajão C. A. C., Salgado A. A. R., Varajão A. F. D. C., Braucher R., Colin F., Nalini-Jr. H. A. 2009. Estudo da Paisagem do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brasil) por meio da mensuração das taxas de erosão (<sup>10</sup>Be) e da pedogênese. *Revista brasileira de Ciências do Solo* **33**: 1409-1425.
- Vitte J. C. 2005. Ecthplanação dinâmica e episódica nos trópicos quentes e úmidos. *Revista do Departamento de Geografia* **16**: 105-118.
- van der Wateren F.M., Dunai T.J. 2001. Late Neogene passive margin denudation history-cosmogenic isotope measurements from the central Namib desert. *Global and Planetary Change* **30**(3-4): 271-307.
- Wawrzyniec T. F., Mcfadden L. D., Ellwein A., Meyer G., Scuderi L., Mcauliffe J. e Fawcett P. 2007. Chronotopographic analysis directly from point-cloud data: A method for detecting small, seasonal hillslope change, Black Mesa Escarpment, NE Arizona. *Geosphere*, **3**(6).
- Weissel J. K. e Seidl M. A. 1997. Influence of rock strength properties on escarpment retreat across passive continental margins. *Geology* **25**(7): 631-634.
- White A. F., Blum A. E. 1995. Effects of climate on chemical weathering in watersheds. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59**(9): 1729-1747.
- White A. F., Blum A. E., Schultz M. S., Vivit D. V., Stone D. A., Larsen M. C., Sheila M. F., Eberl D. 1998. Chemical weathering in a tropical watershed, Luquillo Mountains, Puerto Rico: Long-term versus short-term weathering fluxes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **62**(2): 209-226.
- Zalán P.V., Oliveira J.A.B. 2005. Origem e evolução estrutural do sistema de rifts cenozóicos do sudeste do Brasil. *Boletim Geociências Petrobrás* **13**(2): 269-300.