

CONDICIONANTES LITO-ESTRUTURAIS NA EVOLUÇÃO DE REGOLITOS: BACIA DO ALTO RIO FORTALEZA, BANANAL (SP)

LITO-STRUCTURAL CONDITIONS IN THE EVOLUTION OF REGOLITHS: FORTALEZA UPPER RIVER BASIN, BANANAL (SP)

Rafael Albuquerque Xavier¹ e Ana Luiza Coelho Netto²

¹Professor Associado do Departamento de Geografia e do Programa de Pós-graduação em Desenvolvimento Regional da UEPB; Professor do Programa de Pós Pós-graduação em Geografia da UFPB.
e-mail: xavierra@uol.com.br

²Professora Titular do Depto. de Geografia da UFRJ e do Programa de Pós-graduação em Geografia da UFRJ
e-mail: ananetto@acd.ufrj.br

Recebido em 03 de março de 2021, Aceito em 14 de junho de 2021

Resumo

O presente estudo teve como objetivo geral avaliar a influência das estruturas litológicas no desenvolvimento dos regolitos da Bacia do Alto Rio Fortaleza (SP). Para tanto, foram analisados a granulometria e a mineralogia da areia e argila para aplicação de índices de intemperismo. Os regolitos da bacia do alto Rio Fortaleza apresentam elevada espessura e avançado grau de intemperismo. As análises mineralógicas mostraram que são predominantemente caulíníticos e as bruscas variações texturais encontradas resultam, na grande maioria dos casos, da influência do material de origem (gnaisse). Entretanto, a evolução desses regolitos é fortemente condicionada pelas estruturas geológicas e pela posição topográfica de cada perfil. Pois, os perfis localizados em áreas com maior disponibilidade de fluxos d'água foram mais desenvolvidos. Ainda, a atuação do escoamento subsuperficial lateral, as frequentes oscilações do lençol freático próximo a base da encosta e a ocorrência de fluxos artesianos, estão favorecendo o desenvolvimento de regolitos, mesmo nas camadas mais profundas.

Palavras-chave: estruturas geológicas; fluxos artesianos; hidrologia de encosta; regolitos.

Abstract

The present study aimed to evaluate the influence of lithological structures on the development of regoliths in the Fortaleza Upper River Basin (SP). For this purpose, the granulometry and mineralogy of sand and clay were analyzed for the application of weathering indexes. The regoliths of the upper Fortaleza River basin showed high thickness and advanced degree of weathering. The mineralogical analysis showed that are predominantly kaolinite and the abrupt textural variations result found in most cases, the influence of original material (gneiss). However, the evolution of these regoliths is tightly constrained by geological structures and topographic position of each profile. Well, the profiles located in areas with greater availability of water flows were more developed. Still, the role of subsurface flow side, the frequent fluctuations of the water level near the base of the slope and the occurrence of artesian flows, are encouraging of regoliths the development, even in deeper layers.

Keywords: geological structures; artesian flows; hydrology slope; regoliths.

INTRODUÇÃO

Antes do desenvolvimento da geomorfologia, as paisagens eram vistas como sendo controladas exclusivamente pela erosão física, e o intemperismo não era considerado importante na formação e evolução das paisagens. Em outras palavras, o intemperismo foi tradicionalmente percebido como dependente somente do tempo e nunca em relação a variação espacial (TURKINGTON et al., 2005).

Uma característica comum a todos os materiais formados pela ação do intemperismo, ou comum a todos os regolitos, é que eles são formados próximos ou na superfície, por processos que operam na superfície terrestre. Os constituintes materiais do regolito são parte da paisagem dos quais eles foram formados. Podem ser muito antigos, em alguns casos são formados em paleo-paisagens, quanto muito jovens, sendo originados na paisagem atual (OLLIER e PAIN, 1996). Stallard (1988) ressaltou que a chave para o entendimento dos processos de intemperismo e erosão nos trópicos é decifrar as relações entre as formas existentes na paisagem, os processos que as produziram, e a descarga sólida e química proveniente das nascentes.

Desde Gilbert (1877), que o desenvolvimento de regolitos está intimamente associado a ocorrência de processos geomorfológicos. Nessa perspectiva, a taxa de intemperismo seria condicionada, entre outros fatores, pelas taxas de erosão sobre o perfil. Encostas submetidas a altas taxas de erosão favoreceriam o desenvolvimento de regolitos, pois a pouca espessura permitiria maior aporte de água a frente de intemperismo. Caso contrário, o perfil tenderia a espessar-se até atingir um limite máximo, onde o intemperismo diminuiria de maneira gradativa, podendo até cessar, pois a frente de intemperismo não seria mais alimentada por fluxos d'água. Outros trabalhos posteriores apontaram na mesma direção (CARSON e KIRKBY, 1972; COLMAN, 1981; AHNERT, 1987; STALLARD, 1988; HEIMSATH et al., 1999, 2000 e 2001; ANDERSON, 2002). Para Gilbert (1877), haveria ainda uma espessura ideal do regolito, para que ocorressem as taxas máximas de rebaixamento das superfícies topográfica e rochosa.

Segundo Phillips (2005), existe uma estreita ligação positiva entre denudação e intemperismo, pois as taxas de intemperismo são mais rápidas com uma fina cobertura regolítica ou com a rocha exposta; na ausência da remoção do regolito a taxa de intemperismo será reduzida para o mínimo. A ocorrência da denudação regular manterá a frente de intemperismo próximo ou na superfície, favorecendo o intemperismo.

Essas concepções impregnaram, de forma mais ou menos explícita, grande parte dos trabalhos em Geomorfologia, ao longo do século XX. Em alguns dos pontos convergentes, esses estudos apontavam que todas as paisagens são cobertas por mantos de solos, ou

regolitos, mas raramente de maneira uniforme. Assim, em áreas de encostas íngremes os solos são pouco espessos, tendendo aumentar sua profundidade com a diminuição da declividade (HACK, 1960; ARNETT, 1971; STALLARD, 1988; DEROSE et al., 1991; DIETRICH et al., 1995).

Outros autores, como Penck (1953) e Cox (1980), associando os processos de intemperismo a evolução do relevo, consideraram que áreas montanhosas tenderiam a rebaixar mais rapidamente que os ambientes colinosos. O fato de ser mais íngreme condicionaria a atuação mais intensa dos processos erosivos, e, por conseguinte, a rocha seria mais frequentemente exposta a ação dos agentes externos, intensificando, assim, os processos de intemperismo. Esses pressupostos contrariam a teoria da “espessura ideal” do regolito.

A partir dos trabalhos de Büdel (1957, 1982), os processos de intemperismo ganharam ênfase nas teorias de evolução do relevo, particularmente para as regiões tropicais úmidas. Nesse modelo, a formação do relevo dar-se-ia através da interação dos processos superficiais (erosão) com os processos de alteração da superfície rochosa (intemperismo). A condição climática tropical atuando sobre o embasamento rochoso promoveria a denudação química e o conseqüente aplainamento do relevo. A heterogeneidade litológica e a existência de descontinuidades condicionariam a geração de formas relíquias, ou inselbergs. Essa teoria ficou conhecida como etchplanação (BÜDEL, 1957).

Contudo, o reconhecimento da importância do intemperismo no desenvolvimento do relevo é bem mais antigo. Gilbert, em 1877, já havia destacado a estreita relação existente entre a alteração da rocha e a erosão superficial, onde um processo influenciaria diretamente no outro, estabelecendo o que ficou conhecido como “limites de intemperismo” e “limites de transporte”.

Durante boa parte do século XX, os trabalhos geomorfológicos que relacionaram o intemperismo como um componente da evolução do relevo, convergiram na direção das idéias gilbertianas, no sentido da existência de uma espessura “ideal” de mantos de alteração. Neste sentido, o perfil de intemperismo é normalmente visto como um continuum, com a diminuição da intensidade da alteração com a profundidade, na proporção do aumento do material rochoso até que a frente de intemperismo seja atingida (EHLEN, 1999 e 2005; OLLIER, 1984; THOMAS, 1994a e b).

São poucos os trabalhos que trazem essas relações no Brasil. As obras em sua maioria abordam as transformações laterais dos solos ao longo de encostas, possuindo um enfoque na camada pedogenética, negligenciando o saprolito, logo tratam de solos e não de regolitos. Nessa linha destacam-se os trabalhos de Lepsch et al. (1977), Vidal Torrado (1989), Demattê et al. (1991), Scatolini & Moniz (1992), entre outros tantos.

Todavia, a não uniformidade dos solos na paisagem, tanto em profundidade, quanto em estágios de desenvolvimento, é, também, influenciada pelas condições hidrológicas em que se encontra o perfil. Com efeito, Hall (1983) ressaltou que o movimento e distribuição da água no relevo é a principal razão para a diferenciação dos solos na paisagem. Para tanto, declividade e a posição na encosta são características fundamentais no entendimento da evolução de regolitos, pois influenciam nas taxas de infiltração, escoamento superficial e subsuperficial, erosão e nas condições de drenagem do perfil (GERRARD, 1981; BIRKELAND, 1984; LUZ et al., 1992).

De maneira geral, os estudos de intemperismo abordaram os fatores condicionantes da alteração em duas escalas. Na primeira escala de análise, de caráter zonal e principalmente regional, os perfis de intemperismo seriam fortemente controlados pelos grandes conjuntos climáticos e litológicos ao longo do tempo, seguindo a lógica do raciocínio dedutivo. Entretanto, o reconhecimento da variação do intemperismo em áreas sob um mesmo domínio climático e sobre um embasamento rochoso comum, levou ao interesse de se investigar outros fatores controladores do intemperismo numa escala de maior detalhe. Nessa segunda escala de abordagem ganham importância fatores como a posição topográfica do perfil, variabilidade da composição mineralógica e textural de um mesmo tipo de rocha, a existência de descontinuidades estruturais, como: fraturas, falhas, dip e anti-dip, etc.

De acordo com Buol e Weed (1991), a posição topográfica influencia diretamente nos padrões de fluxos d'água nas zonas saprolítica e pedolítica, sendo os fatores mais importantes na determinação das variações locais da profundidade do intemperismo e da transformação mineral. Com efeito, Hall (1983) ressaltou que o movimento e distribuição da água no relevo é a principal razão para a diferenciação dos solos na paisagem. Para tanto, declividade e a posição na encosta são características fundamentais no entendimento da evolução de regolitos, pois influenciam nas taxas de infiltração, escoamento superficial e subsuperficial, erosão e nas condições de drenagem do perfil (GERRARD, 1981).

Em relação ao produto da alteração da rocha, Polivanov (1998) ressaltou que as características morfológicas, químicas e mineralógicas nas alteritas (solos saprolíticos) são de um modo geral, herdadas do protolito (rocha matriz). Dessa forma, as descontinuidades texturais, estruturais, mineralógicas e geoquímicas das rochas são transferidas para os solos durante os processos intempéricos. Este conjunto de descontinuidades proporciona um processo intempérico diferencial cuja intensidade vai depender da frequência e tipos de descontinuidades. E, ainda, Sowers (1988) afirmou que em rochas não homogêneas como os gnaisses, o intemperismo ocorre mais rapidamente em alguns estratos do que em outros, produzindo bandas de alteração em diferentes estágios.

Segundo Ehlen (1999), os padrões de fraturas são indiretamente tratados nos estudos de intemperismo, principalmente como canais por onde os fluidos penetram na rocha promovendo a ampliação da área de alteração. Não obstante, a autora destaca os trabalhos de Gerrard (1974) e Ehlen (2005), que salientaram as diferenças no espaçamento das fraturas associadas à intensidade do intemperismo e ao desenvolvimento da paisagem. A frequência, o espaçamento e a orientação das fraturas controlam a resistência, a alterabilidade e as características hidrogeológicas da massa rochosa (EHLEN, 1999).

De modo similar, no Brasil também são escassos os trabalhos que enfocam o papel das fraturas nos processos de intemperismo. Na região do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, Coelho Netto (1999; 2003) apresentou um modelo evolutivo para a bacia do Rio Bananal onde destacou um forte paralelismo entre as estruturas geológicas e o desenvolvimento da rede de canais. As fraturas sub-verticais funcionariam como saída de fluxos artesianos, que sob condições de poro-pressão crítica formariam túneis erosivos, promovendo a erosão por vazamento ou seepageerosion. Mais adiante, Xavier et al. (2001 e 2002a e b) e Xavier (2004), em estudos realizados na mesma área, avaliaram os efeitos da rede de fraturamento nos processos de intemperismo, a partir da caracterização mineralógica de regolitos desenvolvidos sobre gnaisses metassedimentares. Os autores apontaram para existência de estágios de intemperismo mais avançados dos regolitos localizados sob influência de fraturas sub-verticais.

Destarte, este estudo sumariza os estudos sobre intemperismo dos regolitos da bacia do Alto Rio Fortaleza, tributária da bacia do rio Bananal (SP). Frente ao exposto, o presente trabalho tem como objetivo central avaliar o papel das estruturas geológicas, bem como da ocorrência dos fluxos artesianos, em diferentes posições topográficas, no desenvolvimento dos mantos de intemperismo da bacia do alto Rio Fortaleza, Bananal (SP).

ÁREA DE ESTUDO

A bacia do alto curso do Rio Fortaleza está localizada entre as latitudes 22°43'30'' e 22°43'28'' S e as longitudes 44°22'30'' e 44°24'35'' W (Figura 1), e possui cerca de 4 km² de área tributária do Rio Bananal (518 Km²). Esta parte da bacia do Rio Bananal é representativa da vertente norte da Serra da Bocaina, a qual drena para o médio curso do Rio Paraíba do Sul, próximo à fronteira entre os Estados de São Paulo e Rio de Janeiro.

A região caracteriza-se, atualmente, por apresentar clima do tipo mesotérmico (Cwa na classificação de Köppen), com temperaturas médias anuais próximas a 20°C. A pluviosidade média anual é de 1.500 mm, sendo que as chuvas concentram-se no verão, onde 25% dos

meses mais chuvosos ultrapassam 191 mm e 25% dos meses apresentam precipitação inferior a 41 mm (MEIS et al. 1981).

Esta área do Vale do Paraíba engloba dois compartimentos fisiográficos principais, representados pelo domínio das colinas rebaixadas com formas convexo-côncavas e pelo domínio montanhoso escarpado da Serra da Bocaina. O alto vale do rio Fortaleza está situado no contato entre os dois compartimentos, porém com características mais marcantes do segmento montanhoso (LEITE, 2001).

Esta bacia encontra-se inserida em uma zona caracterizada por um substrato rochoso homogêneo com variações sutis na composição mineralógica, cuja litologia pertence à Unidade São João inserida no Grupo Paraíba do Sul, descrito por Almeida et al. (1999). Esta unidade é composta por rochas metassedimentares, gnaisses constituídos basicamente por silimanita, granada, biotita e muscovita.

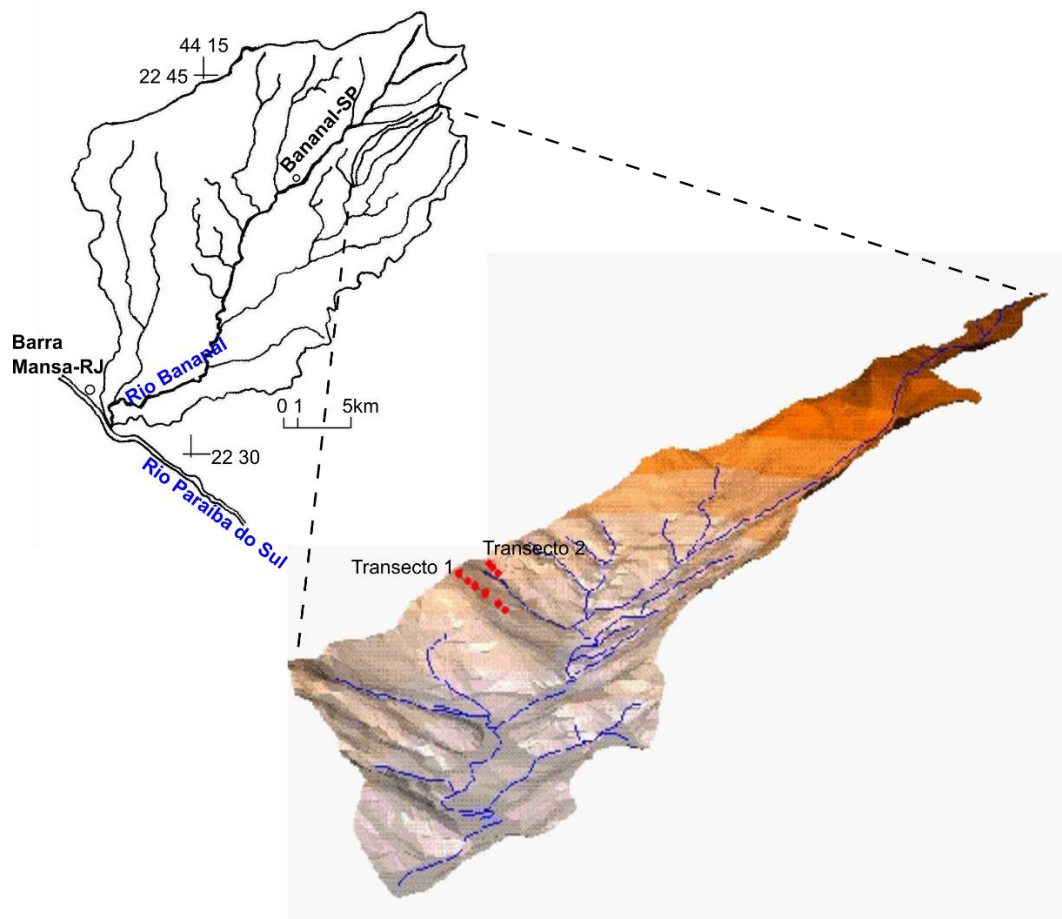


Figura 1. Localização da Bacia do Alto rio Fortaleza, Bananal/SP. Bacia do rio Bananal no canto superior esquerdo, e abaixo a bacia do rio Fortaleza.

METODOLOGIA

Com o auxílio de um trado mecânico foram realizadas sondagens profundas, em pontos distribuídos ao longo de uma encosta. De forma geral, a presença de blocos de rocha, de dimensões variadas, foi o maior obstáculo para amostragens mais profundas. O trado mecânico utilizado é do tipo de caneco e possui hastes encaixáveis, com uma autonomia de até 20 m. As sondagens variaram de 2 a 18 metros de profundidade. As amostras foram coletadas a profundidades variáveis, em função dos limites entre as distintas camadas encontradas. No total foram realizados 9 sondagens em 2 transectos. O transecto 1 foi localizado em uma encosta retilínea, compreendendo os perfis 1, 2, 3, 4, 5 e 6 (Figura 2). O transecto 2 é composto pelos perfis 7, 8 e 9, situados dentro de uma concavidade estrutural suspensa, submetida a ocorrência de fluxos artesianos (Figura 2).

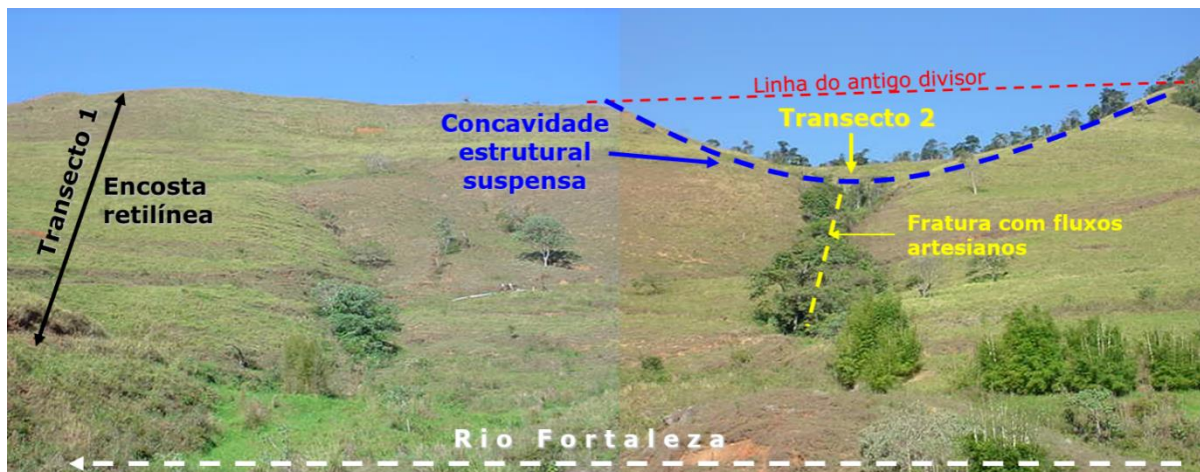


Figura 2. Foto da encosta onde foram localizados os transectos 1 e 2.

A granulometria foi determinada pelo método da pipeta. Os dados referentes a granulometria das amostras foram apresentados da seguinte forma: areia grossa, areia fina, silte e argila. Para classificação textural, foram utilizados os parâmetros da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo / EMBRAPA – CNPS, 1997 e Lemos e Santos, 1996. Foi aplicado o índice texturalsilte/argila como indicador do estágio de intemperismo (WAMBEKE, 1962).

A análise mineralógica deteve-se apenas aos minerais leves, nas frações arenosas ($+3\phi$ (0,50 mm) e $+1\phi$ (0,125 mm)). A metodologia detalhada pode ser encontrada em Xavier (2004). Para avaliar a distribuição dos minerais dentro do perfil foi utilizado o método proposto por Brewer (1976), o qual baseia-se em uma mobilidade relativa em função dos valores iniciais contidos no material de origem. De forma complementar, foi utilizado a técnica sugerida por Ruhe (1956), a qual utiliza a variação proporcional entre mineral resistente/mineral vulnerável (quartzo / feldspatos) ao longo da profundidade do regolito. As

análises mineralógicas da fração argila foram realizadas por difratometria de raios-X. A preparação das lâminas, com orientação paralela, obedeceu ao método de Jackson (1969). Foram utilizados os seguintes tratamentos nas lâminas: uma lâmina saturada com potássio e aquecida a 550°C; outra, saturada com magnésio e glicolada; e outra sem nenhum tratamento, denominada normal. Devido a pouca disponibilidade de recursos financeiros, só foram analisadas amostras dos perfis 1, 5 e 9.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Cor e textura

Transecto 1

A tabela 1 reúne os dados de granulometria e cor de todos os perfis do transecto 1. O transecto 1 corresponde aos perfis localizados ao longo de uma encosta retilínea, numerados de 1 a 6 (Figura 3). De maneira geral, o perfil 1, assim como todos os outros, apresentou uma evolução clássica de intemperismo em profundidade, ou seja, uma intensificação da fração fina em direção ao topo do perfil. Praticamente todos os materiais ao longo do perfil se caracterizam por textura franco-arenosa, onde predominam os tons brunados. A razão silte/argila, no perfil 1, mostrou uma alta produção de silte no trecho entre 2 e 18 m, refletindo uma transformação da fração areia em silte. E, nos dois metros superiores, está ocorrendo predominantemente a transformação da fração silte em argila. Somente a 50 cm o resultado se mostrou abaixo de 1 (0,20), indicando um predomínio de argila (Figura 4).

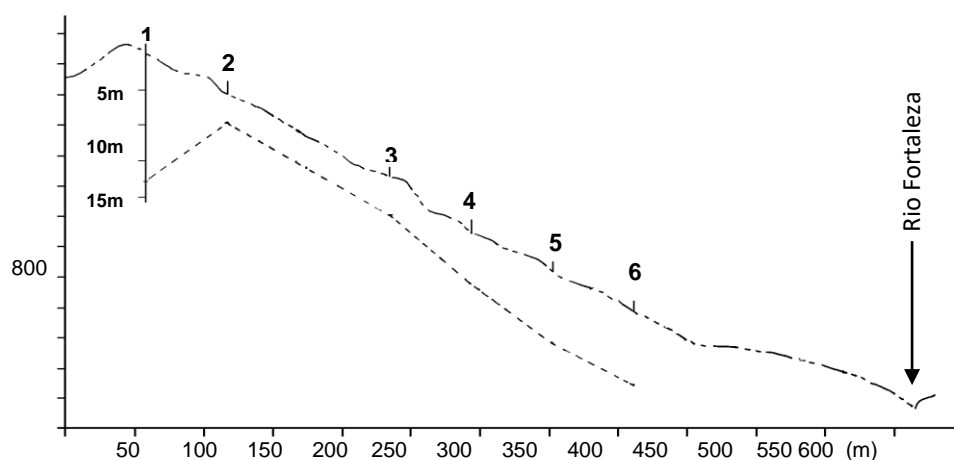


Figura 3. Localização dos perfis do transecto 1 ao longo da encosta. A linha tracejada indica os limites aproximados dos regolitos estudados.

Tabela 1. Cor e textura dos perfis do transecto 1.

Profundidade (metros)	Cor Munsell (seca)	Classe textural	Textura kg/kg				Silte/argila
			Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila	
Perfil 1							
0,00-0,25	7.5YR 5/6	GA	0,183	0,316	0,166	0,333	0,50
0.35-0.50	5YR 5/8	G	0,136	0,233	0,105	0,524	0,20
1.85-2.10	5YR 6/3	FA	0,226	0,313	0,307	0,152	2,01
2.80-3.00	5YR 7/3	FA	0,229	0,350	0,287	0,132	2,17
3.60-3.75	7.5YR 6/4	FA	0,346	0,262	0,279	0,112	2,51
4.30-4.40	7.5YR 6/4	FA	0,238	0,376	0,286	0,979	2,93
5.10-5.30	5YR 7/3	FA	0,338	0,275	0,322	0,632	5,10
6.65-6.80	5YR 7/3	FA	0,269	0,380	0,248	0,102	2,44
8.25-8.35	10YR 6/3	FA	0,311	0,313	0,267	0,107	2,49
9.15-9.25	10YR 6/4	FA	0,335	0,336	0,208	0,120	1,73
10.15-10.25	7.5YR 7/4	FA	0,270	0,378	0,231	0,119	1,93
13.80-13.95	5YR 6/4	FA	0,484	0,177	0,196	0,141	1,39
15.35-15.50	10YR 7/3	FA	0,326	0,400	0,155	0,117	1,32
17.90-18.00	10YR 5/3	FA	0,342	0,376	0,164	0,116	1,42
Perfil 2							
0,00-0,20	7.5YR 5/4	FGA	0,241	0,329	0,123	0,355	0,40
1,05-1,30	7.5YR 4/6	FGA	0,329	0,255	0,182	0,232	0,79
2,70-2,90	10YR 5/4	FA	0,419	0,248	0,258	0,735	3,51
4,20-4,25	10YR 6/4	AF	0,161	0,667	0,134	0,377	3,55
Perfil 3							
0,00-0,30	5YR 5/8	G	0,157	0,282	0,948	0,466	0,20
2,80-2,90	2.5YR 6/4	FGA	0,241	0,315	0,208	0,234	0,89
3,25-3,40	2.5YR 4/6	GA	0,192	0,305	0,119	0,382	0,31
4,20-4,35	2.5YR 5/8	FG	0,144	0,236	0,212	0,405	0,52
4,85-4,95	2.5YR 4/6	FGA	0,223	0,449	0,145	0,181	0,81
5,05-5,10	10YR 5/3	FA	0,349	0,431	0,876	0,132	0,67
Perfil 4							
0,00-0,25	5YR 5/6	GA	0,186	0,304	0,112	0,402	0,27
1,10-2,05	5YR 4/6	G	0,164	0,246	0,446	0,545	0,08
4,05-4,50	5YR 4/6	G	0,186	0,259	0,831	0,471	0,18
6,60-7,05	7.5YR 4/6	FGA	0,232	0,280	0,235	0,251	0,94
Perfil 5							

0,00-0,35	5YR 5/8	FG	0,183	0,316	0,366	0,333	1,10
1,15-1,30	5YR 5/6	G	0,193	0,204	0,116	0,486	0,24
2,10-2,30	2.5YR 4/6	GA	0,167	0,291	0,758	0,465	0,16
3,80-3,90	2.5YR 4/6	GA	0,209	0,290	0,114	0,385	0,30
4,85-5,00	5YR 5/6	FG	0,179	0,275	0,151	0,394	0,38
5,90-6,05	5YR 5/8	FGA	0,204	0,345	0,234	0,216	1,08
7,00-7,15	5YR 4/6	FA	0,267	0,439	0,172	0,121	1,42
7,65-7,80	7.5YR 6/4	FA	0,326	0,355	0,212	0,106	2,00
8,10-8,25	7.5YR 7/4	FA	0,258	0,391	0,222	0,128	1,73
8,55-8,70	7.5YR 6/6	FA	0,312	0,374	0,187	0,125	1,49
9,40-9,55	10YR 5/4	FA	0,268	0,493	0,159	0,778	2,06
10,20-10,30	10YR 5/4	AF	0,278	0,529	0,131	0,601	2,19
Perfil 6							
0,00-0,25	5YR 4/6	FA	0,402	0,273	0,217	0,106	2,05
1,80-2,10	5YR 4/4	FG	0,220	0,262	0,122	0,394	0,31
3,10-3,25	5YR 5/6	GA	0,218	0,244	0,165	0,371	0,45
3,60-3,75	5YR 5/6	FA	0,236	0,403	0,194	0,165	1,17
4,60-4,75	7.5YR 6/6	FGA	0,269	0,272	0,257	0,201	1,27
6,00-6,10	10YR 6/4	FA	0,289	0,339	0,267	0,104	2,56
6,35-6,50	7.5YR 6/4	FA	0,322	0,294	0,211	0,171	1,23
7,25-7,40	7.5YR 7/4	FA	0,344	0,341	0,163	0,150	1,09
8,60-8,70	7.5YR 6/6	FA	0,386	0,285	0,208	0,118	1,76
9,90-10,05	10YR 5/4	FA	0,422	0,273	0,217	0,106	2,05

Muito argilosa: MG; Argilosa: G; Argiloarenosa: GA; Argilossiltosa: GS; Franco-argilosa: FG; Franco-argilossiltosa: FGS; Franco-argiloarenosa: FGA; Franca: F; Franco-siltosa: FS; Silte: S; Franco-arenosa: FA; Areia franca: AF; Areia: A.

O perfil 2 se mostrou bastante arenoso, com pouca significância de materiais finos em todo o perfil. Foi classificado do topo para baixo, por textura franco-argiloarenosa, franco-arenosa e areia franca respectivamente. A razão silte/argila mostrou dois comportamentos distintos. Até 1,30 m, ocorre principalmente a transformação da fração silte em argila, com valores abaixo de 1 (0,79 e 0,20). Dessa camada até 4 m os índices foram superiores a 1 (3,51 e 3,55), indicando um predomínio de silte em detrimento da argila (Figura 4). A cor variou de vermelho-amarelada/Bruno-avermelhada, nos primeiros 1,30 m do perfil, para uma camada brunada até 4 m de profundidade.

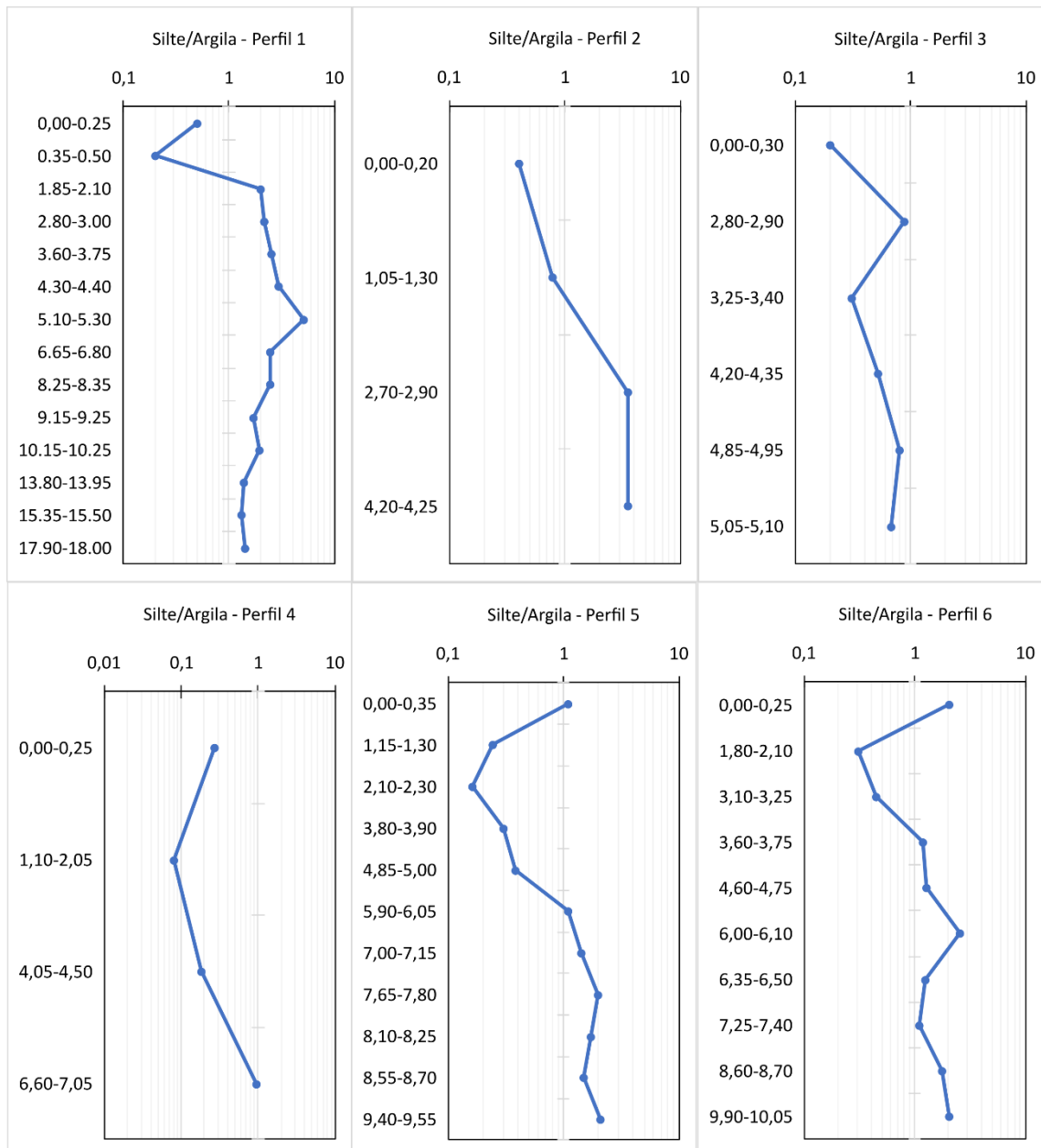


Figura 4. Razão silte/argila dos perfis localizados no transecto 1.

O perfil 3 apresentou cor vermelho/vermelho-escuro em quase todo o perfil. Sua textura predominante foi franco-argilosa, argiloarenosa e argilosa. Somente a amostra mais profunda (5,10 m) se mostrou predominantemente arenosa (francoarenosa). Em todas as amostras a razão silte/argila foi inferior a 1, indicando predominância da argila em detrimento do silte (Figura 4). O perfil 4 foi o perfil que apresentou os maiores teores de argila (até 54% entre 1,10 e 2,05 m). Assim, a textura evolui de franco-argiloarenosa, a 7 m, para argilosa nas camadas superiores. Nos 4,5 m superiores do perfil a cor predominante foi vermelho/vermelho-escuro e somente nos 1,5 m restantes, a cor foi brunada.

Nos perfis 5 e 6, no ato da tradagem, encontrou-se água, esse fato impediu o prosseguimento da sondagem. O perfil 5 exibiu um alto teor de areia a 10 m (80%), o que classificou essa camada como areia franca. Acima, verificou-se uma faixa de três metros de espessura com um percentual menor de areia (70%). Dessa faixa até o topo, a textura foi se alterando gradativamente passando para franco-argiloarenosa, franco-argilosa, argiloarenosa, chegando até a argilosa em 1,15 m. Da mesma forma, a cor variou de bruno, na amostra mais profunda, para bruno forte, vermelho-amarelado, vermelho, e de volta para vermelho-amarelado no topo. O perfil 6 mostrou na parte mais profunda uma camada de 4 m de espessura, classificada como areia franca. Esta camada parece ser o prolongamento da faixa de 3 m de espessura, encontrada entre 7 e 10 m no perfil 5, ou seja, o saprolito fino. Entre 1,8 e 3,25 m, foi encontrada uma faixa argilosa com teores em torno de 38%. De baixo para cima, foram encontradas as seguintes cores: bruno, bruno forte e vermelho-amarelado.

De maneira geral, o volume superficial apresentou textura menos argilosa do que os volumes subjacentes, criando anisotropia vertical. Fernandes (2000) encontrou características muito semelhantes em levantamentos dos solos nessa mesma bacia.

Transecto 2

A tabela 2 apresenta todos os dados de caracterização textural e de cor. O transecto 2 foi localizado dentro de uma concavidade estrutural com ocorrência de fluxos artesianos em fraturas sub-verticais, e possui 3 perfis numerados de 7 a 9 (Figura 5). O perfil 7 foi o mais profundo do transecto 2, atingindo 8 m. Nos primeiros 5 m apresentou cor bruno, e de 5 a 8 m, a cor muda para amarelo-acinzentado e amarelo claro-acinzentado. A textura predominante no perfil foi franco-arenosa. O teor de argila aumenta significativamente em 1,20 m, fato este refletido pela razão silte/argila que mostrou valores inferiores a 1 nos primeiros 1,20 m do perfil (Figura 6).

Tabela 2. Cor e textura dos perfis do transecto 2.

Profundidade (metros)	Cor Munsell (seca)	Classe textural	Textura kg/kg				Silte/argila
			Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila	
Perfil 7							
0,00-0,30	10YR 6/4	FGA	0,285	0,335	0,125	0,255	0,48
0,90-1,05	10YR 6/4	GA	0,259	0,227	0,148	0,374	0,39
1,15-1,20	10YR 6/6	FGA	0,257	0,237	0,182	0,323	0,56

1,50-1,65	10YR 5/4	FA	0,272	0,370	0,204	0,154	1,33
2,50-2,90	10YR 8/3	FA	0,583	0,186	0,175	0,551	3,17
5,35-6,00	2.5Y 4/2	FA	0,358	0,388	0,153	0,113	1,36
7,80-8,05	2.5Y 7/2	FA	0,397	0,325	0,199	0,782	2,54
Perfil 8							
0,00-0,15	7.5YR 6/6	GA	0,304	0,181	0,113	0,401	0,28
0,45-1,15	10YR 6/6	FGA	0,362	0,205	0,156	0,276	0,56
1,15-1,75	10YR 6/4	FA	0,407	0,304	0,142	0,146	0,97
1,75-2,00	10YR 7/4	FA	0,676	0,14	0,108	0,759	1,42
Perfil 9							
0,00-0,30	5Y 6/4	FA	0,321	0,256	0,242	0,182	1,32
0,90-1,20	2.5Y 5/6	FA	0,460	0,187	0,171	0,214	0,79
1,80-2,10	2.5Y 6/4	FGA	0,316	0,213	0,168	0,275	0,61
2,70-3,00	2.5Y 5/4	FGA	0,432	0,260	0,145	0,296	0,49
3,90-4,20	2.5Y 7/4	FGA	0,311	0,268	0,142	0,312	0,45
4,80-5,20	5Y 6/3	FA	0,353	0,298	0,258	0,127	2,03

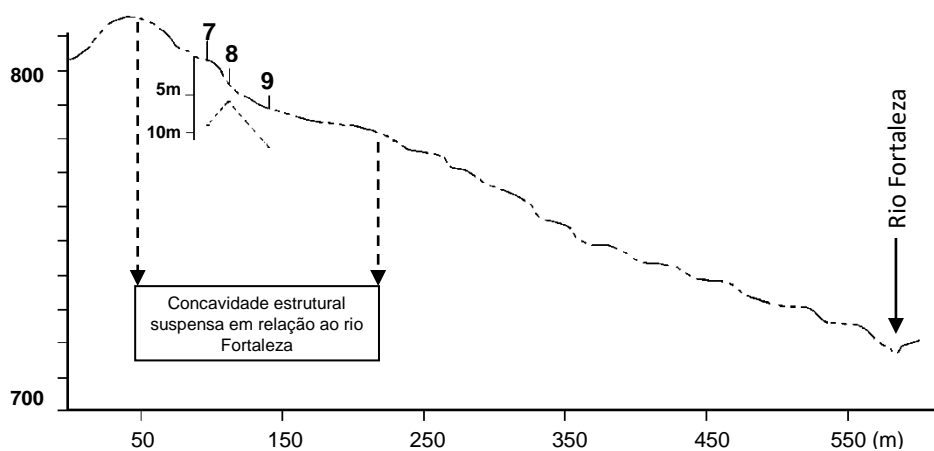


Figura 5. Localização dos perfis do transecto 2 dentro da concavidade estrutural.

O perfil 8, por outro lado, foi o mais raso do transecto 2, registrando 2 m de profundidade. Os primeiros 15 cm do perfil foi caracterizado por textura bastante argilosa e uma cor vermelho-amarelada. O restante do perfil é bastante arenoso e com uma cor brunada predominante.

O perfil 9 atingiu 5 m de profundidade, quando foi encontrado o nível de água. Este perfil apresentou características diferentes do restante, onde o teor de argila aumenta do topo para baixo. Foi identificada uma descontinuidade textural entre 4,20 e 4,80 m, onde a

porcentagem de argila passa de 31% para 12%. Essa característica pode ser facilmente comprovada pela razão silte/argila ao longo do perfil (Figura 6). Essa área também é caracterizada por intenso hidromorfismo, pois tanto é área de convergência dos fluxos de chuva, quanto de exfiltração de água subterrânea por fluxos artesianos em fraturas subverticais. Esta característica resultou em um perfil com cor predominante amarelo-acinzentada (5Y 6/3), devido as condições de má drenagem.

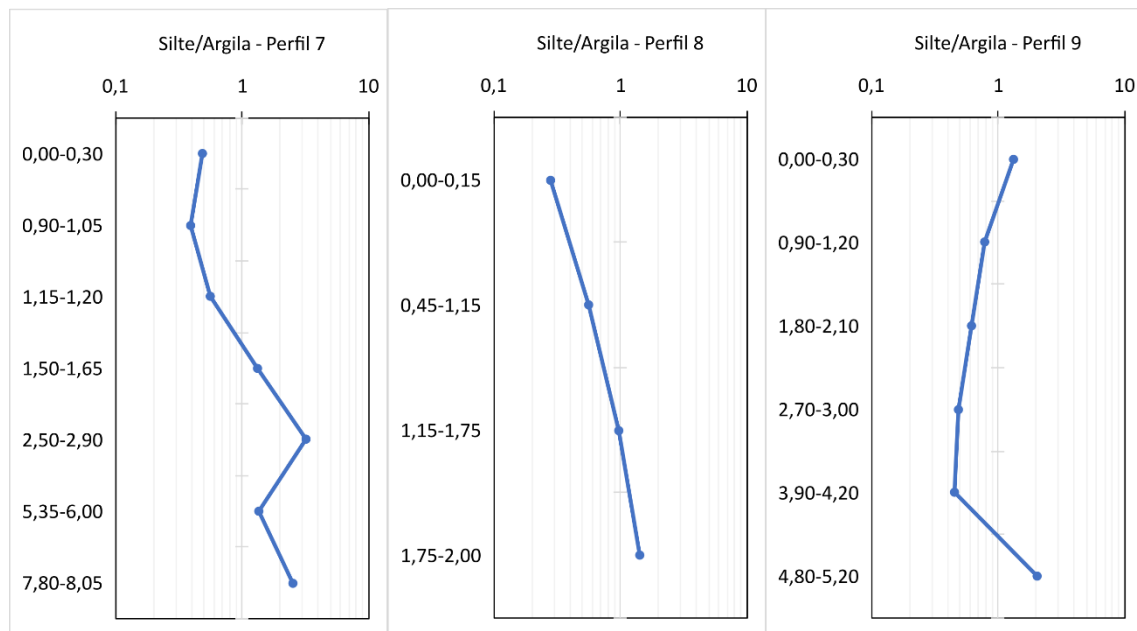


Figura 6. Razão silte/argila dos perfis localizados no transecto 2.

Mineralogia

Mineralogia do protolito: Gnaiss São João

O resultado da análise mineralógica revelou uma predominância de quartzo. Contudo, a rocha sã, apresentou, após o quartzo, a biotita como mineral mais abundante, classificando-a como biotita gnaiss. Por outro lado, a amostra semi-sã mostrou teores mais elevados de k-feldspato e muscovita, e mais baixos de biotita e plagioclásio (Tabela 3). Essa mudança nos valores deve-se, principalmente, a heterogeneidade do Gnaiss São João e, também, as diferentes resistências apresentadas por esses minerais frente aos processos de intemperismo, onde se pode notar a transformação da biotita em clorita, e do plagioclásio em muscovita.

Tabela 3. Mineralogia das amostras de rocha sã, do perfil Santa, e semi-sã.

Minerais	Rocha sã (%)	Rocha semi sã (%)	Minerais	Rocha sã (%)	Rocha semi sã (%)
Quartzo	38,4	31,4	Apatita	0,4	0,2
Biotita	31,0	22,1	Granada	0,2	0,8
K-feldspato	15,1	24,1	Clorita	0,2	1,7
Plagioclásio	11,1	8,8	Silimanita	0,2	4,6
Muscovita	2,8	5,5	Opacos	0,2	0,2
Zircão	0,4	0,2			

Mineralogia da fração areia

Razão quartzo/feldspato - Transecto 1

Nas amostras mais profundas, as proporções entre quartzo e feldspato são relativamente mais próximas, pois estão mais perto da rocha, exibindo valores em torno de 1, principalmente na fração mais fina (Figura 7). Com o espessamento do perfil, os feldspatos alteram-se mais rapidamente, acarretando a diminuição de seus percentuais. Como o quartzo resiste mais tempo ao intemperismo e, dessa forma, não se altera, sofre um aumento relativo no seu percentual. Assim, de uma maneira geral, as curvas iniciam-se próximo a 1 e evoluem para valores superiores a 10. O mais importante é observar o grau de inclinação para a direita da curva, entre uma profundidade e outra, pois indica a velocidade de alteração do feldspato.

Nesse sentido, destacam-se os perfis 3, 4 e 5, com curvas bastante inclinadas para à direita. Os perfis 1 e 2, e, mais especificamente o perfil 1, não evidenciaram claramente esta inclinação, sugerindo a manutenção, ou baixíssima degradação, dos teores de feldspato (Figura 7). O perfil 6 mostrou uma condição específica na fração mais grossa, entre 7 e 10 m de profundidade, na qual ocorreram altos valores (22,86) e até a ausência total de feldspato.

Transecto 2

O perfil 8 mostrou um comportamento mais alto nos primeiros 2,5 m. Entre 2,5 e 8 m, o índice oscilou em torno de 1, revelando um sistema de alteração mais lento neste segmento (Figura 7). O perfil 9 caracterizou-se pela progressiva e gradual alteração dos feldspatos. Assim, todo o perfil parece estar sofrendo as mesmas condições de intemperismo (Figura 7).

O perfil 10 revelou, mais uma vez, diferentes ritmos de alteração intempérica. Na amostra mais profunda, o perfil apresenta valores do índice próximo a 1. Dessa profundidade até 4 m, o índice aumenta para quase 10, na fração mais fina. Deste ponto até 1,80 m, o valor do índice diminui progressivamente, indicando um enriquecimento de feldspato. Acima de 1,80 m, o valor da razão volta a aumentar (Figura 7).

Finalmente, o perfil parece operar com duas frentes de alteração. Uma atuante de cima para baixo nos primeiros 1,80 m e outra, participando de baixo para cima, no restante do perfil.

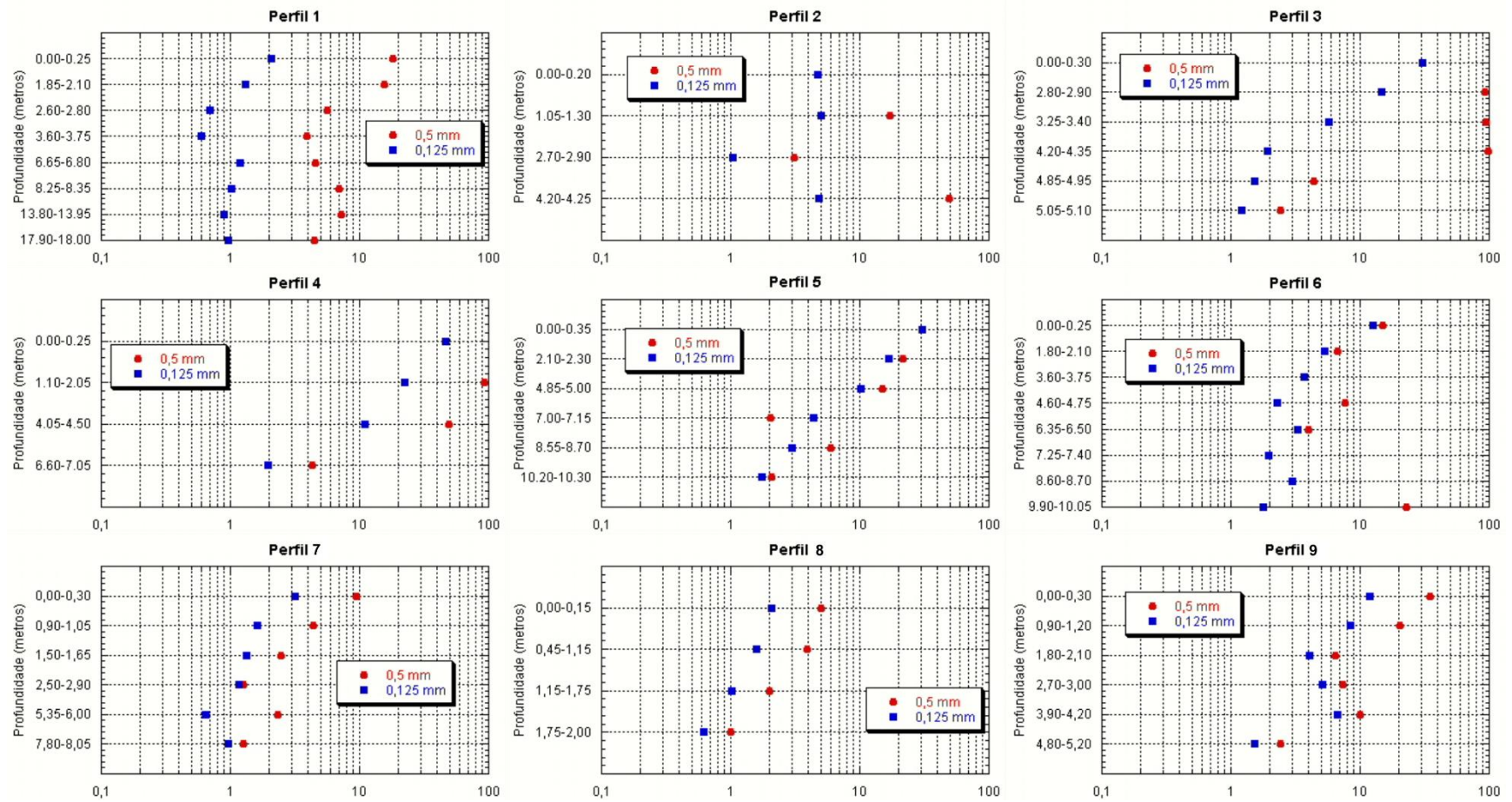


Figura 7. Relação entre a razão quartzo/feldspato e a profundidade dos perfis dos transectos 1 (1, 2, 3, 4, 5 e 6) e 2 (7, 8 e 9). Profundidades sem plotagem significam ausência de feldspato.

Mineralogia da fração argila

Transecto 1

O difratograma de raios-X do perfil 1, mostrou se tratar de um material predominantemente caulínítico. De baixo para cima, o perfil apresentou a predominância de caulinita, seguida da ilita e do quartzo. Essa representatividade praticamente não se altera entre as amostras de 10 e 5 m. Na amostra de 1,8 m ocorre ainda a presença da ilita e da caulinita, além do aparecimento da gibsita e da goetita (Figura 8).

Os difratogramas do perfil 5, revelaram a presença de caulinita, ilita, gibsita e goetita. Quando comparado com o perfil 1, o perfil 5 mostra a presença da gibsita em todas as profundidades analisadas, e da goetita nos primeiros 5 m. Esta característica pode ser explicada devido a maior disponibilidade de água no perfil, pois está situado no terço médio-inferior da encosta. Dessa forma, do perfil 1 para o perfil 5 há um aumento dos processos de intemperismo dos materiais, devido, principalmente, a maior presença dos óxidos e hidróxidos (Figura 8).

Transecto 2

O difratograma de raios-X do perfil 9 mostrou, assim como todos os perfis dos outros transectos, uma predominância da caulinita caracterizando esses regolitos como caulíníticos (Figura 8). Na amostra mais profunda (4,80-5,20 m), destaca-se a caulinita e em seguida a ilita. Ainda nesta profundidade foi encontrada a presença de goetita. A goetita era esperada para esta profundidade, visto que este é um ambiente mais úmido, pois é um local de ocorrência de fluxos artesianos (XAVIER et al., 2002b; XAVIER, 2004). Na amostra mais superficial (0,90-1,20 m), há uma suave diminuição do grau de cristalização da caulinita e da ilita, mas em contrapartida foi observado um forte aumento do da gibsita (Figura 8). Este aumento do grau de cristalização da gibsita reflete o processo de alitização, que proporciona a eliminação total da sílica formando oxi-hidróxidos de alumínio (gibsita) e de ferro (goetita). Pode-se caracterizar o perfil 9 como um avançado estágio de intemperismo, visto que, quase não restam minerais 2:1 e os minerais 1:1 estão se transformando intensamente.

Comparando os difratogramas dos 3 perfis, na zona pedolítica entre 0,90 e 1,40 m, percebemos algumas características marcantes. Nos perfis 5 e 10 foram significantes as presenças da caulinita, gibsita e goetita, por outro lado, no perfil 1, predominaram caulinita e

a ilita. O perfil 5 foi o que apresentou caulinita bem cristalizada, enquanto o perfil 10, foi a de gibsitita. A goetita foi presente em todos os perfis.

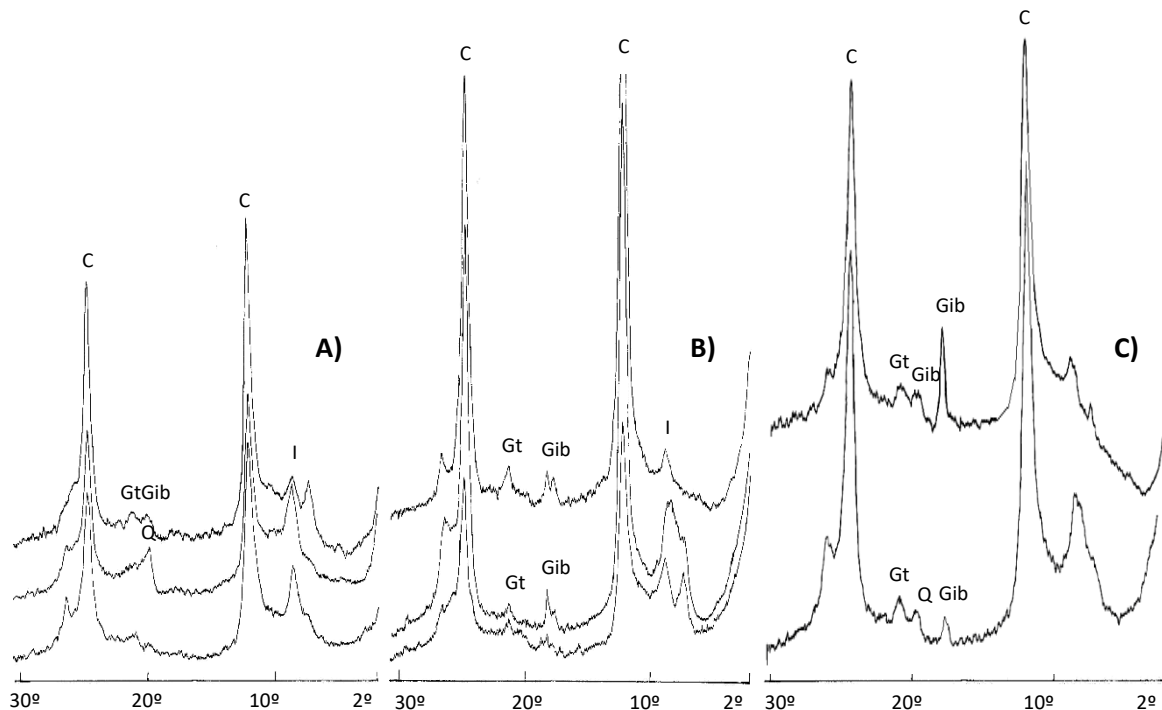


Figura 8. Difratoogramas sem tratamento da fração argila. A) Perfil 1; B) Perfil 6; C) Perfil 9; C: caulinita, Gb: gibsitita, Gt: goetita, I: ilita.

Os difratogramas das amostras mais profundas, entre 5 e 6 metros, mostraram uma predominância da caulinita sobre os outros argilominerais. Contudo, destaca-se que os maiores teores de caulinita foram registrados nos perfis 5 e 10. A ilita esteve presente em todos os perfis. Já a goetita e a gibsitita, somente ocorreram nos perfis 5 e 10. Essas características apontam para um estágio de alteração intempérica mais avançado, nesse segmento, dos perfis 5 e 10. Segundo Cunha et al. (2005) a concentração de caulinita no solo diminui consideravelmente de superfícies geomórficas mais antigas para as mais jovens ao mesmo tempo em que ocorre um aumento da mineralogia oxidada (goetita e gibsitita) associada ao tempo de desenvolvimento pedogenético, ao material de origem e a declividade do terreno.

CONCLUSÕES

Os regolitos da bacia do alto Rio Fortaleza se caracterizam como bem desenvolvidos. Essa evolução se traduz tanto na espessura, pois foram observados perfis bastante profundos, quanto no estágio avançado de intemperismo dos materiais encontrados. Em termos

mineralógicos, os regolitos foram caracterizados como sendo predominantemente cauliníticos, refletindo intenso intemperismo. As variações texturais e mineralógicas, encontradas em determinadas profundidades de alguns regolitos, resultam, na grande maioria dos casos, da influência do gnaiss condicionando os produtos intempéricos.

Entretanto, o pleno desenvolvimento desses regolitos está associado às condições estruturais locais, onde a ocorrência de fraturas subverticais submetidas a ocorrência de fluxos artesianos promove a alteração do gnaiss mais rapidamente, uma vez que fornece água constantemente para as reações intempéricas. Assim, foi evidenciado que os perfis submetidos a essas condições possuem uma alteração acelerada das partes mais profundas em direção ao topo, como observado no transecto 2. Nestes casos, a alteração do perfil não depende exclusivamente da infiltração da água da chuva. Essas características foram observadas principalmente no perfil 9, com as grandes concentrações de caulinita, gibsitita e goetita a 5 metros de profundidade.

De modo semelhante, mas com menos intensidade, foram observadas essas tendências nos perfis 5 e 6, situados na média-baixa e baixa encosta respectivamente, sem influência da zona de ocorrência de fluxos artesianos. Foi identificada uma grande mobilidade dos minerais, inclusive com presença de gibsitita a 10 m de profundidade. Assim, esses perfis encontram-se em graus de intemperismo bem evoluídos.

Devido à sua posição topográfica, esses perfis recebem água de três vias diferentes: a chuva que cai diretamente sobre eles e infiltra verticalmente; a água que escoar em subsuperfície em diferentes profundidades, pois foi observada anisotropia textural vertical; e a água que oscila de baixo para cima do lençol freático.

Em última análise, a espessura do perfil não está funcionando como limitante a atuação dos processos de intemperismo nas partes mais profundas dos regolitos. Pois, nas situações apresentadas, esses perfis não dependem exclusivamente da percolação vertical da água para se atingir a frente de intemperismo. Seja pela oscilação do lençol freático, seja pela ocorrência de fluxos artesianos, comuns na bacia do rio Bananal, esses regolitos possuem fontes alternativas de recarga hídrica que promovem a alteração diferencial dos materiais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, R. S.. Modeling the tor-dotted crests, bedrock edges, and parabolic profiles of high alpine surfaces of the Wind River range, Wyoming. **Geomorphology**46, 2002, 35-58.
- ALMEIDA, J.C.C., EIRADO SILVA, L. G., VALERIANO, C. & HEILBRON, M. Structural framework and landscape evolution between Bocaina and Mantiqueira Ranges, Southeastern Brazil.

- International Geographical Union – IGU-GERTEC meeting.** Bol. de Resumos. Rio de Janeiro, 1999.
- AHRNET, R. R. **Slopeformandgeomorphologicalprocess: anAustralianexample.** Instituteof British Geographers, SpecialPublication 3, 81-92, 1971.
- AHNERT, F. Process-response models of denudation at different spatial scales. **Catena Supplement.** 10:31-50, 1987.
- BIRKELAND, P. W. **Soil and Geomorphology.** New York, Oxford Press. 342p, 1984.
- BREWER, R. **Fabric and mineral analysis of soils.** New York, John Wiley & Sons, 470p, 1976.
- BÜDEL, J. Die “DoppeltenEinebnungsflächen” in den fenchtentropfen. **Zeif. Geomorph.**, 1(2), 201-228, 1957.
- BÜDEL, J. **Climatic Geomorphology.** Princepton, Princepton Univ. Press. 443p, 1982.
- CARSON, M. A. & KIRKBY, M. J. **Hillslope form and process.** Cambridge University Press, New York, 475p, 1972.
- COELHO NETTO, A. L. Catastrophic landscape evolution in a humid region (SE Brasil): inheritances from tectonic, climatic and land use induced changes. **Supplementidi Geografia Fisica e DinamicaQuaternaria**, Bologna, Itália. III (3):21-48, 1999.
- COELHO NETTO, A. L.. Evolução de cabeceiras de drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a formação e o crescimento da rede de canais sob controle estrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Ano 4, N. 2, 2003, 118-167.
- COLMAN, S. M. Rock weathering rates as function of time. **Quaternary Research**, 15:250-264, 1981.
- COX, N. J. On the relationship between bedrock lowering and regolith thickness. **Earth Surface Processes and Landforms** 5, 271-274, 1980.
- CUNHA, P.; MARQUES JR.; J.; CURI, N.; PEREIRA, G. T.; LEPSCH, I. F. Superfíciesgeomórficas e atributos de Latossolosemumasequênciaarenítico-basáltica da região de Jaboticabal (SP). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. Viçosa v.29 p.81-90, 2005.
- DEMATTÊ, J. L. I.; MARCONI, A.; SPAROVEK, G. & VIDAL TORRADO, P. Estimativa da evolução do intemperismo mediante ganhos e perdas de íons numa seqüência de solos desenvolvidos de diabásio e influenciados pela drenagem em Piracicaba, SP. **Revista Bras. Ci. Solo.**, Campinas, 15:69-73, 1991.
- DEROSE, R. C.; TRUSTRUM, N. A. & BLASCHKE, P. M. Geomorphic change implied by regolith-slope relationships on steepland hillslopes, Taranaki, New Zealand. **Catena** 18, 489-514, 1991.
- DIETRICH, W. E.; REISS, R.; HSU, M. L. & MONTGOMERY, D. R. A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. **Hydrological Processes** 9, 383-400, 1995.
- EHLEN, J.. Fracture characteristics in weathered granites. **Geomorphology** 31, 1999, 29-45.
- EHLEN, J.. Above the weathering front: contrasting approaches to the study and classification of weathered mantle. **Geomorphology** 67, 2005, 7-21.
- FERNANDES, M. R. **Evolução pedogeomorfológica de vertentes: o caso da bacia do Fortaleza, Bananal/SP, Relatório final Faperj, Geoheco – Laboratório de Geo-hidroecologia, Departamento de Geografia, UFRJ, 2000.**
- GERRARD, A. J. **Soil and landforms: an integration of geomorphology and pedology.** Londres, George Allen Unwin Publishing. 219p, 1981.
- GILBERT, G. K. **Report on the geology of Henry mountains.** U.S. Geog. & Geol. Survey of the Rocky Mountain Region. Department of the Interior. Washington. 151p, 1877.
- HACK, J. T. The interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **Am. J. Sci.** 258A, 80-97, 1960.
- HALL, G. F. Pedology and Geomorphology. In: WILLING, L.P. et al.(eds.) **Pedogenesis and soil taxonomy.** I. Concepts and interactions. New York, Elsevier Sci. Pub., p.117-140, 1983.
- HEIMSATH, A. M.; DIETRICH, W. E.; NISHIZUMI, K. e FINKEL, R. C. Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth. **Geomorphology** (27):151-172, 1999.
- HEIMSATH, A. M., CHAPPELL, J., DIETRICH, W.E., NISHIZUMI, K., FINKEL, R.C.. Soil production in a retreating escarpment in southeastern Australia. **Geology** 28, 2000, 787-790.
- HEIMSATH, A. M., CHAPPELL, J., DIETRICH, W.E., NISHIZUMI, K., FINKEL, R.C.. Late quaternary erosion in southeastern Australia: a field example using cosmogenic nuclides. **Quat. Int.** 83-85, 2001, 169-185.

- JACKSON, M. L. **Soil chemical analysis: advanced course**. Madison, University of Wisconsin, 895p., 1969.
- LEITE, A. F. Estudo hidrogeoquímico em uma pequena bacia de drenagem montanhosa-rural: alto vale do rio Fortaleza, Bananal – SP. **Dissertação de mestrado**, Programa de Pós-Graduação em Geografia, UFRJ. 96p, 2001.
- LEMOS, R. C. da & SANTOS, R. D. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 3ª ed. Campinas: SBCS, 84p, 1996.
- LEPSCH, I. F.; BUOL, S. W. & DANIELS, R. B. Soil landscape relationships in the Ocidental Plateau, of São Paulo State, Brazil. II. Soil morphology, genesis and classification. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, Madison, 41(1):109-115, 1977.
- LUZ, L. R. Q. P. da; SANTOS, M. C. D. & MERMUT, A. R. Pedogênese em uma topossequência do semi-árido de Pernambuco. **R. Bras. Ci. Solo**, Campinas, 16:95-102, 1992.
- MEIS, M.R.M., COELHO NETTO, A. L. & OLIVEIRA, P.T.T.M. Ritmo e variabilidade das precipitações no vale do rio Paraíba do Sul: o caso de Resende. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, [S.I.], 3(1):43-51, 1981.
- OLLIER, C. **Weathering**. Edinburgh, Oliver & Boyd, 304p, 1984.
- OLLIER, C. & PAIN, C. **Regolith, soils and landforms**. John Wiley & Sons. 316p, 1996.
- PENCK, W. **Morphological analysis of land forms** – A contribution to physical geology. McMillan & Co. 429p, 1953.
- PHILLIPS, J. D.. Weathering instability and landscape evolution. **Geomorphology** 67, 2005, 255-272.
- POLIVANOV, H. Caracterização química, mineralógica, física e geotécnica de perfis de intemperismo desenvolvidos de gnaisses no Rio de Janeiro. **Tese de Doutorado**. Departamento de Geologia, UFRJ, 336p, 1998.
- RUHE, R. V. Geomorphic surfaces and the nature of soils. **Soil Sci.**, 82:441-465, 1956.
- SCATOLINI, F. M. & MONIZ, A. C. Influência do material de origem, do lençol freático surgente e da posição topográfica nos solos de uma encosta em Mococa (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, 16:379-388, 1992.
- SOWERS, G. F. Foundation problems in residual soils. **International Conference an Engineering Problems of Residual Soils**, China, p.154-171, 1988.
- STALLARD, R. F. Weathering and erosion in the humid tropics. In: **Physical and chemical weathering in geochemical cycles**. Editores: Lerman, A. E Meybeck, M. NATO ASI Series. Kluwer Academic Publishers, 225-246pp, 1988.
- THOMAS, M.F. **Geomorphology in the Tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. NY, John Wiley & Sons. 443p, 1994a.
- THOMAS, M. F. Ages and geomorphic relationships of saprolite mantles. In: **Rock weathering and landform evolution** / edited by D. A. Robinson and R. B. G. Williams. NY, John Wiley & Sons. p.287-302, 1994b.
- TURKINGTON, A. V., PHILLIPS, J. D., CAMPBELL, S. W.. Weathering and landscape evolution. **Geomorphology** 67, 2005,1-6.
- VIDAL TORRADO, P. Relações solo x relevo em Mococa (SP): influência das características topográficas e posição na vertente nos atributos do solo. Piracicaba, ESALQ-USP, **Dissertação de mestrado**, 205p, 1989.
- XAVIER, R. A. A influência das estruturas geológicas e da posição topográfica no desenvolvimento de regolitos: bacia do alto rio Fortaleza, Bananal/SP. **Dissertação de mestrado**, Programa de Pós-Graduação em Geografia, UFRJ. 115p, 2004.
- XAVIER, R. A.; LEITE, A. F. & COELHO NETTO. Aplicação de índices de intemperismo como subsídio à compreensão do papel das fraturas na evolução de encostas. **Anais do IX Simpósio de Geografia Física Aplicada**, de 14 a 18 de novembro de 2001, UFPE, Recife. p. 76-77, 2001.
- XAVIER, R. A. & COELHO NETTO, A. L. Evidências mineralógicas do intemperismo diferencial em zonas de fluxos artesianos através de fraturas subverticais. **Anais do IV Encontro Sobre Engenharia Geotécnica e Hidrologia no Sistema Encosta-Planície Costeira**, Bananal/SP, p. 70-74, 2002a.
- XAVIER, R. A.; LEITE, A. F. & COELHO NETTO. Fraturas e artesianismo como condicionantes do intemperismo diferencial na bacia do alto rio Fortaleza, Bananal/SP: evidências mineralógicas. **Anais do X Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental** (CD-Rom), Ouro Preto/MG, 2002b.
- WAMBEKE, V. Criteria for classifying tropical soils by age. **J. Soil Sci.**, 13:124-132, 1962.