

Composição de elementos maiores de rochas fonte, solos e sedimentos derivados de rochas graníticas em clima subtropical úmido: contribuição aos estudos de proveniência sedimentar

Major elements composition in source-rock, soil and sediments derived from granitic rocks in humid subtropical climate: contribution to the sedimentary provenance studies

Guilherme Madrid Pereira¹ , Felipe Guadagnin² , Andréa Ritter Jelinek¹ , Felipe Caron³ 

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Av. Bento Gonçalves, 9.500, Agronomia, CEP: 91501-970, Porto Alegre, RS, BR (guilherme.madrid@ufrgs.br; andrea.jelinek@ufrgs.br)

²Universidade Federal do Pampa - UNIPAMPA, Campus Caçapava do Sul, Caçapava do Sul, RS, BR (felipe@unipampa.edu.br)

³UFRGS, Centro de Estudos Costeiros, Limnológicos e Marinhos, Imbé, RS, BR (felipe.caron@ufrgs.br)

Recebido em 8 de novembro de 2019; aceito em 27 de novembro de 2020

Resumo

O estudo dos processos sedimentares e da modificação da composição detrítica entre rocha, solo e sedimento é fundamental para compreender o fracionamento composicional nos primeiros estágios do ciclo sedimentar. Estudos em ambientes atuais são necessários para desvendar a inter-relação complexa entre os processos que geram todo o espectro composicional dos sedimentos detríticos. Neste trabalho, a influência dos processos sedimentares na composição dos sedimentos foi avaliada utilizando-se amostras de rochas fonte, solos e sedimentos detríticos em uma bacia hidrográfica na qual rochas graníticas estão expostas em clima subtropical úmido. As amostras foram separadas em oito intervalos granulométricos de seixo a lama. A composição geoquímica dessas amostras foi analisada por *Inductively Coupled Emission Optical Spectroscopy* — ICP-EOS. A relação entre a composição química e o tamanho de grão foi analisada por métodos estatísticos utilizando-se diagramas, gráficos de dispersão, análise dos componentes principais e avaliação da estrutura de covariância via análise *biplot*. Os resultados demonstram o controle do tamanho de grão na composição dos solos e sedimentos e têm implicação no entendimento da influência do intemperismo e do transporte no fracionamento geoquímico. A análise da relação entre a composição de rocha, solo e sedimento em ambientes atuais contribui para a construção e tem potencial para a construção de modelos quantitativos que permitam determinar o efeito dos processos sedimentares na composição das rochas siliciclásticas.

Palavras-chave: Geoquímica; Geração de sedimentos; Tamanho de grão; Proveniência.

Abstract

The study of the sedimentary processes and the modification of the detrital composition between source rock, soil, and sediment is crucial to understand the compositional fractionation in the first stages of the sedimentary cycle. Studies in current environments are needed to unravel the complex relations between the processes that generate all the detrital sediment composition spectrum. In this work, the influence of the sedimentary processes in the composition of the sediments was evaluated using samples of the source-rocks, soils, and detrital sediments in a hydrographic basin where granitic rocks are exposed in a humid subtropical environment. The samples were separated into eight granulometric intervals from pebble to mud. *Inductively Coupled Emission Optical Spectroscopy* — ICP-EOS — determined the geochemical composition. The relations between chemical composition and grain size was analyzed by statistical methods using diagrams, dispersion charts, main components analysis, and the evaluation of the covariance structure through biplot analysis. The results demonstrate the grain size control in the soil and sediments composition and imply for the understanding of weathering and transport in the geochemical fractionation. The analysis of the compositional relations between rock, soil, and sediment in actual environments contribute to the building of quantitative models that allow determining the effects of the sedimentary processes in the composition of siliciclastic rocks.

Keywords: Geochemistry; Sediment generation; Grain size; Provenance.

INTRODUÇÃO

A Proveniência Sedimentar é um ramo da Geologia Sedimentar que busca compreender a relação entre os processos de geração e evolução de sedimentos detríticos do ambiente do intemperismo até a deposição, o soterramento e a preservação na bacia sedimentar (e.g., Folk et al., 1970; Dickinson, 1985; Johnsson, 1993; Weltje e von Eynatten, 2004; Allen e Allen, 2005; Allen, 2008; Boggs Jr., 2009; Nichols, 2009; Allen e Heller, 2011; Guadagnin, 2011; Garzanti, 2016). Uma série de evidências pode estar registrada no espectro de sedimentos que são preservados nas bacias sedimentares, entretanto, muitas informações são removidas do registro ao longo do caminho entre a área fonte e a bacia sedimentar (Dickinson e Suczek, 1979; Johnsson, 1993; von Eynatten e Dunkl, 2012; Allen, 2017).

O primeiro controle na composição dos sedimentos detríticos é a composição das rochas fonte (Johnsson, 1993; von Eynatten et al., 2012). À medida que o intemperismo químico e físico atua na rocha fonte, a composição original é modificada, transformando o material original em solo, que pode ser erodido do ambiente do intemperismo e transportado, originando os sedimentos. Ao longo do transporte, processos físicos e químicos, como a abrasão e a quebra mecânica, a seleção hidrodinâmica, a mistura entre diferentes fontes e a adição de minerais neoformados, modificam a composição dos sedimentos (Johnsson, 1993). A composição dos sedimentos continua sendo modificada no ambiente deposicional e, finalmente, ao longo da diagênese (Johnsson, 1993; Garzanti, 2016). As rochas sedimentares detríticas são o produto da sucessão desses processos sedimentares. Desvendar os processos e produtos é um dos objetivos da análise de proveniência sedimentar (Haughton et al., 1991; Weltje e von Eynatten, 2004). O estudo dos processos sedimentares e da modificação da composição entre rocha fonte, solo e sedimento é fundamental para compreender os primeiros estágios do ciclo sedimentar (Garzanti et al., 2009; von Eynatten et al., 2016). Isolar a influência de alguns processos, como, por exemplo, a influência do ambiente deposicional e da diagênese, permite compreender algumas das variáveis que controlam a composição dos sedimentos detríticos (Garzanti et al., 2009). A influência da composição das rochas da área fonte, do clima e do relevo na composição dos sedimentos pode ser avaliada em ambientes atuais (von Eynatten et al., 2012; von Eynatten et al., 2016).

Neste trabalho, foi avaliada a influência do intemperismo e do transporte no fracionamento geoquímico de sedimentos derivados de rochas fonte graníticas em clima subtropical úmido. As amostras foram coletadas em drenagens de primeira e segunda ordem, em que o controle da composição das rochas fonte permite isolar a influência de algumas variáveis e discutir os controles da composição detrítica. O estudo considerou o fracionamento geoquímico

entre diferentes frações granulométricas, indicando a complexa modificação química nos processos iniciais de produção de sedimentos.

CONTEXTO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo corresponde à sub-bacia do Arroio Santana, inclusa na Bacia Hidrográfica do Rio Piratini (Figura 1). Na sub-bacia do Arroio Santana, as altitudes variam entre 253 e 31 m acima do nível do mar. O clima é subtropical úmido, com precipitação média de 1.327 mm/ano e temperatura média anual de 18,2°C, com médias mensais variando entre 13 e 23,6°C (Embrapa, 2019).

O substrato geológico da sub-bacia do Arroio Santana é composto exclusivamente por rochas do Batólito de Pelotas (Figura 2). O Batólito de Pelotas é uma unidade geológica alongada na direção nordeste com cerca de 800 km de comprimento e largura média de 150 km (Fragoso-Cesar, 1986; Babinski et al., 1997; Philipp, 1998; Hartmann et al., 1999; Hartmann et al., 2000; Philipp e Machado, 2005). O Batólito de Pelotas é subdividido nas suítes: Intrusiva Pinheiro Machado, Intrusiva Erval, Intrusiva Viamão, Granítica Dom Feliciano, Intrusiva Encruzilhada do Sul e Granítica Cordilheira (Philipp e Machado, 2001, 2005), formadas entre 640 e 550 Ma.

As suítes Pinheiro Machado e Dom Feliciano são o substrato da sub-bacia do Arroio Santana. A Suíte Pinheiro Machado é composta por granitoides de composição granodiorítica a monzogranítica, com rochas tonalíticas, dioríticas e quartzo-dioríticas subordinadas (Philipp, 1998), que incluem xenólitos de rochas gnáissicas e migmatíticas (Chemale Jr., 2000; Philipp et al., 2016; Cruz, 2019). Petrologicamente, as rochas da Suíte Pinheiro Machado são cálcio-alcalinas de médio a alto-K da fase sin-colisional, possuindo também afinidade metaluminosa a fracamente peraluminosa, com assinatura química compatível com granitoides de arco magmático continental (Philipp, 1990; Mesquita e Gomes, 1991; Frantz e Nardi, 1992; Philipp, 1998; Philipp et al., 2002; Philipp e Machado, 2005). Os granitoides da Suíte Pinheiro Machado têm idades entre 630 e 610 Ma e os xenólitos, de 780 Ma (Babinski et al., 1997; da Silva et al., 1999; Philipp et al., 2002; Loureiro et al., 2015; Tambara, 2015; Cruz, 2019).

A Suíte Dom Feliciano é composta por corpos graníticos de composição sienogranítica, tendo feldspato alcalino-granito e quartzo-sienito como termos subordinados (Tessari e Picada, 1966; Fragoso-Cesar, 1986; Philipp, 1998; Cruz, 2019). A assinatura geoquímica é de rochas alcalinas pós-tectônicas. As rochas da Suíte Dom Feliciano apresentam valores elevados de SiO₂ (acima de 70%), alto teor de potássio, sendo classificadas como álcali-cálcico a cálcio-alcalino e levemente peraluminosa, com assinatura geoquímica

de granitoides híbridos de arco vulcânico ou pós-colisional com forte influência do manto metassomatizado (Philipp, 1998; Cruz, 2019). Os granitoides da Suíte Dom Feliciano têm idades entre 600 e 550 Ma (Cordani et al., 1974; Soliani Jr., 1986; Babinski et al., 1997; Philipp e Machado, 2005; Phillip et al., 2016).

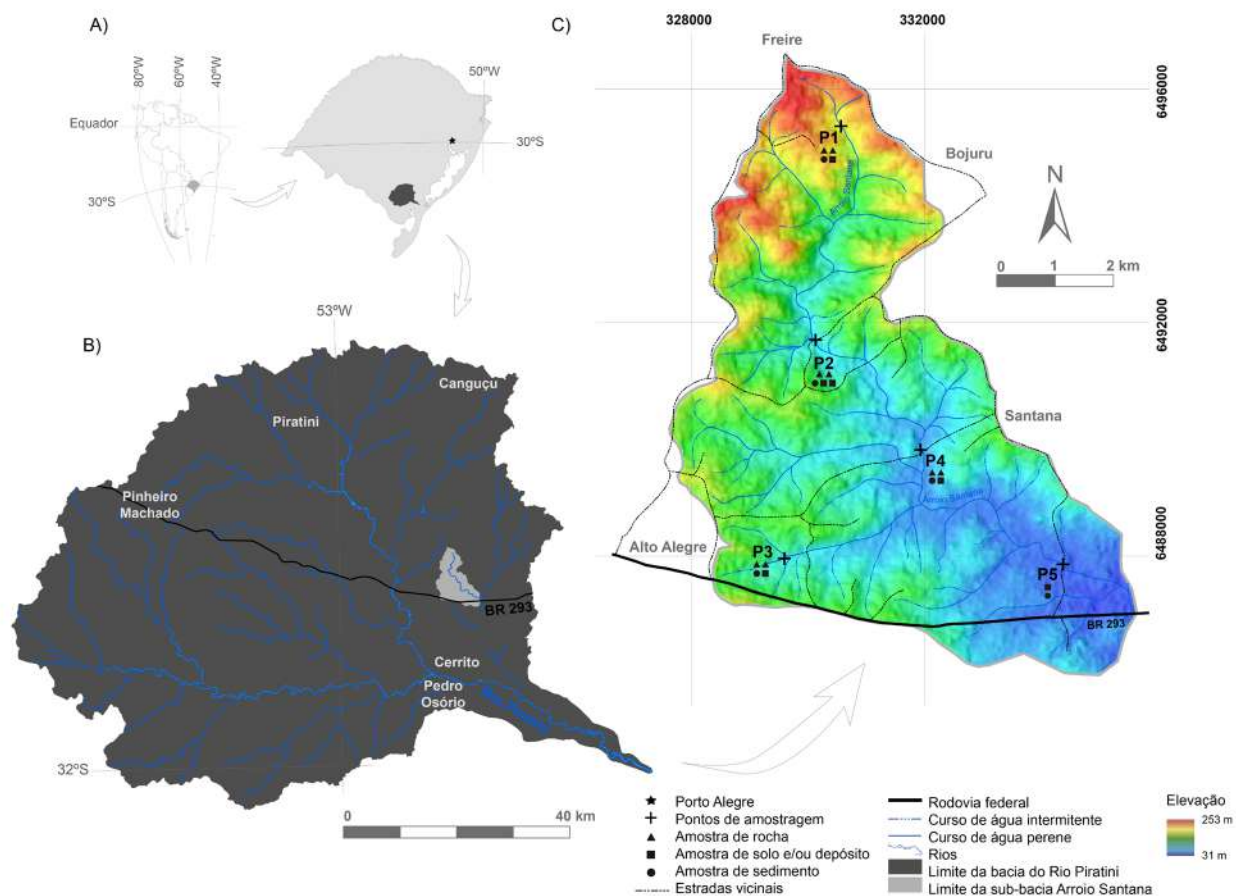
MATERIAIS E MÉTODOS

Para determinar a composição das rochas da área fonte, dos solos e dos sedimentos, foram realizadas campanha de campo para descrição e coleta de amostras de rocha, solo e sedimento, separação granulométrica, análises geoquímicas e integração e interpretação dos dados.

A campanha de campo teve por objetivo descrever e coletar amostras representativas das rochas da área fonte,

dos perfis de alteração e dos depósitos sedimentares que ocorrem nas drenagens de 1ª ordem da sub-bacia do Arroio Santana (Figura 1). Foram coletadas amostras em 5 pontos, conforme mostrado na Tabela 1, totalizando 19 amostras coletadas.

Nos pontos de amostragem P1 a P4 predominam processos erosivos. Nessas áreas foram coletadas amostras da rocha fonte (Figura 3A), solo não transportado (Figura 3B) e sedimento detrítico (Figura 3C). Os pontos de amostragem P1 e P3 estão localizados na posição mais a montante. O ponto P1 está localizado na sub-bacia do Arroio Santana e o ponto P3, em uma drenagem de 1ª ordem que deságua no Arroio Santana (Figura 1). Os pontos P2 e P4 se localizam a jusante do P1. No ponto P5 ocorre predomínio de processos deposicionais (Figura 3D). Nesse local ocorrem depósitos recentes de areia e terraço fluvial (Figura 3E).

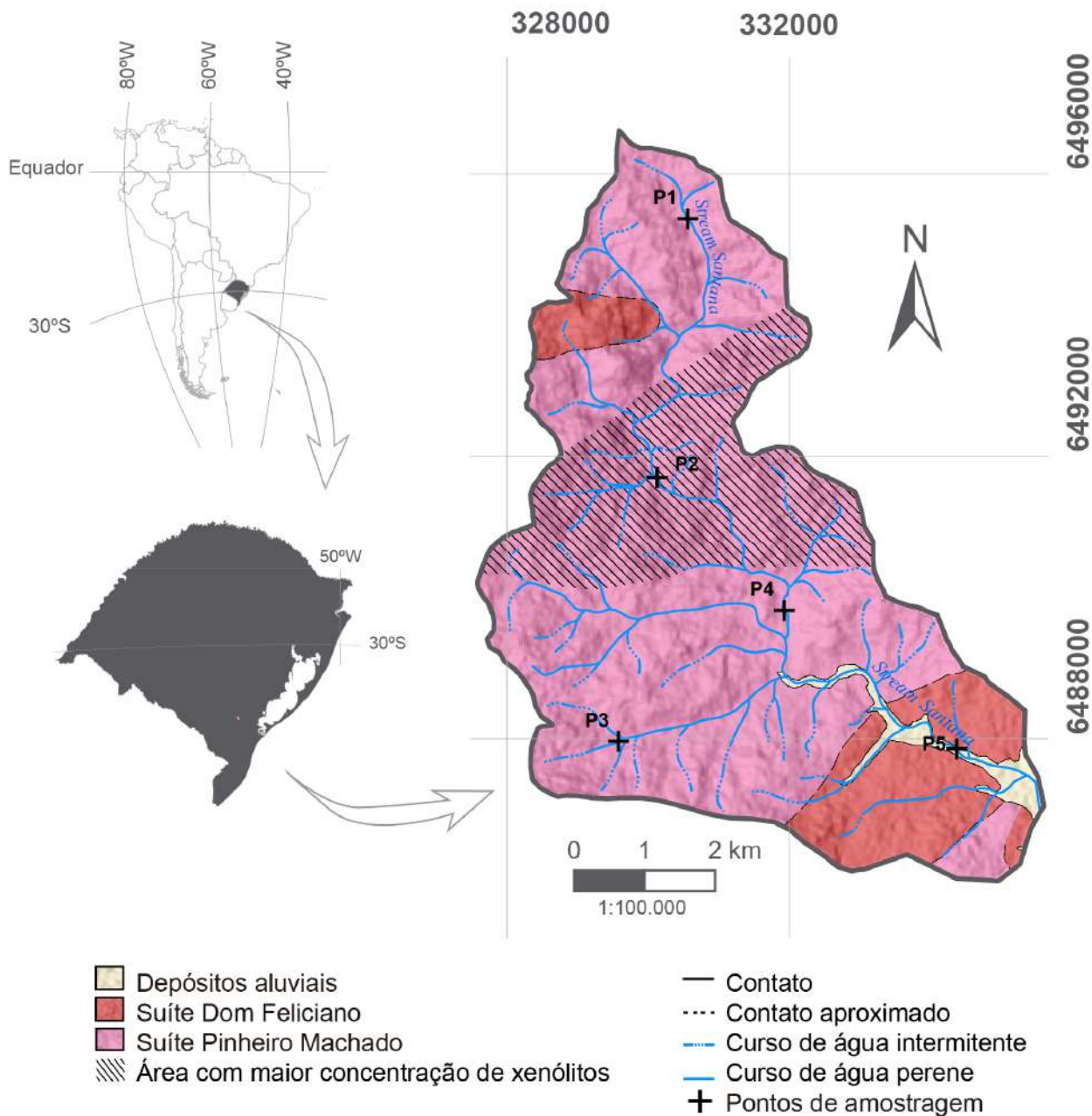


Fonte: modificado de Hasenack e Weber (2010) e Earth Explorer (2019).

Figura 1. Sub-bacia do Arroio Santana em relação a Bacia Hidrográfica do Rio Piratini e localização das amostras coletadas. (A) Bacia Hidrográfica do Rio Piratini em relação ao estado do Rio Grande do Sul; (B) localização da sub-bacia do Arroio Santana; (C) mapa hipsométrico da sub-bacia do Arroio Santana indicando os pontos onde foram coletadas amostras e as principais localidades.

As amostras de rocha selecionadas foram britadas e pulverizadas a 200 *mesh*. Foram coletados aproximadamente 10 kg de solo e sedimento por amostra, que inicialmente foram secos em estufa a 60°C. Foram removidos os resquícios de matéria orgânica. As amostras foram separadas em 8 frações granulométricas de 1 ϕ (*phi*), variando de seixo a lama (8,00 a 0,062 mm; -3ϕ a $> 4 \phi$; Wentworth, 1922) divididos em obtendo 8 subamostras por ponto, totalizando 88 amostras (Tabela 1). Foram coletadas oito amostras de rocha.

A análise de elementos maiores foi realizada no laboratório SGS GEOSOL® LTDA. As amostras foram pulverizadas em moinho de aço a 95% — 150 *mesh* — e fundidas com metaborato de lítio (LiBO₂), sendo subsequentemente analisadas em pelo método Espectrômetro de Emissão Óptica com Plasma Indutivamente Acoplado (*Inductively Coupled Emission Optical Spectroscopy* — ICP-EOS; código ICP95A), modelo Optima® 5300 DV — ICP-OES da Perkin Elmer®. Foram analisados 10 óxidos de elementos maiores que estão



Fonte: modificado de Hasenack e Weber (2010), Cruz (2019) e Earth Explorer (2019).

Figura 2. Mapa geológico simplificado da área de estudo e localização das amostras coletadas.

expressos em porcentagem (%) — SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 e P_2O_5 , por ICP95A. A perda ao fogo (PF), *loss on ignition* (LOI), foi calculada pela diferença de peso após calcinação a 405°C ou 1.000°C .

Os dados composicionais foram transformados para razões *log* (Aitchison, 1986), em que uma composição *d*-dimensional $x = (x_1, x_2, \dots, x_d)$ é transformada em $y = (\ln(x_1/x_d), \ln(x_2/x_d), \dots, \ln(x_{d-1}/x_d))$. A escolha do denominador, por

exemplo x_d , da transformação *log ratio* não é crítica para os resultados (Aitchison, 1986). Essa operação transforma os dados do seu espaço de amostra restrito, o *Simplex* S^d , no espaço real R^{d-1} , em que métodos estatísticos paramétricos podem ser aplicados aos dados transformados (Aitchison, 1986). Para as amostras cujo teor de determinado elemento químico resultaram em valores abaixo do limite de detecção, utilizou-se metade do valor do limite de detecção.

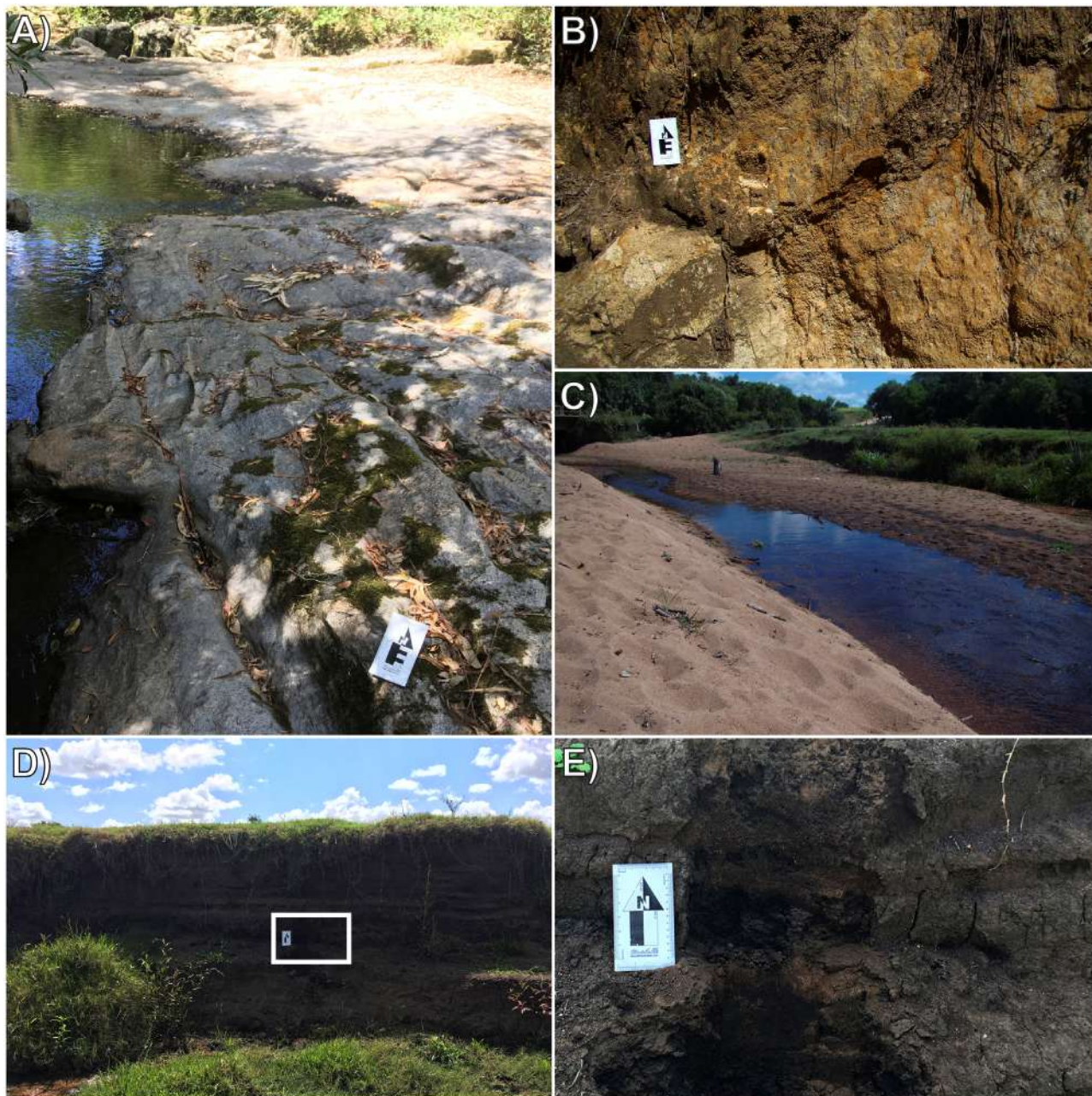


Figura 3. Imagens dos locais onde as amostras foram coletadas. (A) Afloramento rochoso; (B) Neossolo Litólico; (C) sedimento detrítico a jusante do Arroio Santana; (D) depósito de areia em terraço fluvial — Neossolo Flúvico; (E) detalhe do terraço fluvial.

Realizou-se avaliação da estrutura da covariância por análise *biplot* composicional, que é uma representação 2D da variabilidade de um conjunto de dados composicionais multivariados baseada em análise de componentes principais (Gabriel, 1971; Krzanowski, 1988; Aitchison, 1990; Aitchison e Greenacre, 2002; von Eynatten et al., 2003a, 2003b). O conjunto de dados foi transformado usando-se transformação de razão de *log* centralizada (*clr*) para considerar a natureza composicional específica dos dados geoquímicos, isso implica

que o centro do *biplot* corresponde à média geométrica do conjunto de dados (Aitchison, 1986).

RESULTADOS

Os resultados das análises geoquímicas das amostras de rocha, solo, sedimento e depósito estão apresentados nas Tabelas 2, 3, 4 e 5, incluindo as concentrações dos 10 elementos

Tabela 1. Pontos de amostragem e tipos de amostras coletadas. As coordenadas estão expressas na Projeção Universal Transversa de Mercator, *datum South American Datum 1969* (SAD-69), zona 22 Sul. ϕ (ϕ) corresponde ao logaritmo negativo do diâmetro do grão d para a base de 2 ($\phi = -\log_2 d$) conforme Krumbein (1936).

		P1	P2	P3	P4	P5	Total	
Coord. mE		330.564	330.130	329.595	331.929	334.368		
Coord. mS		6.495.358	6.491.697	6.487.954	6.489.816	6.487.855		
Rocha		P1R1	P2R1	P3R1	P4R1		8	
		P1R2	P2R2	P3R2	P4R2			
Solo e Depósito	Intervalo	P1Soil	P2SoilA	P2SoilB	P3Soil	P4Soil	P5Dep	48
	F1 (-3 a -2 ϕ) Seixo	P1SoilF1	P2SoilAF1	P2SoilBF1	P3SoilF1	P4SoilF1	P5DepF1	
	F2 (-2 a -1 ϕ) Grânulo	P1SoilF2	P2SoilAF2	P2SoilBF2	P3SoilF2	P4SoilF2	P5DepF2	
	F3 (-1 a 0 ϕ) Areia Muito Grossa	P1SoilF3	P2SoilAF3	P2SoilBF3	P3SoilF3	P4SoilF3	P5DepF3	
	F4 (0 a 1 ϕ) Areia Grossa	P1SoilF4	P2SoilAF4	P2SoilBF4	P3SoilF4	P4SoilF4	P5DepF4	
	F5 (1 a 2 ϕ) Areia Média	P1SoilF5	P2SoilAF5	P2SoilBF5	P3SoilF5	P4SoilF5	P5DepF5	
	F6 (2 a 3 ϕ) Areia Fina	P1SoilF6	P2SoilAF6	P2SoilBF6	P3SoilF6	P4SoilF6	P5DepF6	
	F7 (3 a 4 ϕ) Areia Muito Fina	P1SoilF7	P2SoilAF7	P2SoilBF7	P3SoilF7	P4SoilF7	P5DepF7	
	F8 (> 4 ϕ) Lama	P1SoilF8	P2SoilAF8	P2SoilBF8	P3SoilF8	P4SoilF8	P5DepF8	
	Intervalo	P1Sed	P2Sed	P3Sed	P4Sed	P5Sed		
	F1 (-3 a -2 ϕ) Seixo	P1SedF1	P2SedF1	P3SedF1	P4SedF1	P5SedF1		
	F2 (-2 a -1 ϕ) Grânulo	P1SedF2	P2SedF2	P3SedF2	P4SedF2	P5SedF2		
	F3 (-1 a 0 ϕ) Areia Muito Grossa	P1SedF3	P2SedF3	P3SedF3	P4SedF3	P5SedF3		
	F4 (0 a 1 ϕ) Areia Grossa	P1SedF4	P2SedF4	P3SedF4	P4SedF4	P5SedF4		
	F5 (1 a 2 ϕ) Areia Média	P1SedF5	P2SedF5	P3SedF5	P4SedF5	P5SedF5		
	F6 (2 a 3 ϕ) Areia Fina	P1SedF6	P2SedF6	P3SedF6	P4SedF6	P5SedF6		
F7 (3 a 4 ϕ) Areia Muito Fina	P1SedF7	P2SedF7	P3SedF7	P4SedF7	P5SedF7			
F8 (> 4 ϕ) Lama	P1SedF8	P2SedF8	P3SedF8	P4SedF8	P5SedF8			
Total de amostras							96	

Tabela 2. Concentrações de elementos maiores expressas em porcentagem (%) nas amostras de rocha.

Ponto	Amostras	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF (%)	IQA*
P1	P1R1	78,12	11,84	1,02	0,00	0,24	0,67	2,02	5,99	0,06	0,04	0,32	57,79
	P1R2	61,95	17,05	6,44	0,07	2,66	2,02	4,52	4,32	0,75	0,21	0,84	61,52
P2	P2R1	67,84	15,76	4,79	0,04	1,50	3,00	3,58	2,55	0,79	0,14	1,29	63,66
	P2R2	76,66	12,90	0,66	0,00	0,10	0,29	1,50	7,85	0,04	0,01	0,66	57,27
P3	P3R1	68,97	15,35	3,20	0,06	1,52	2,98	3,96	3,34	0,48	0,15	0,96	60,25
	P3R2	74,40	14,31	1,12	0,00	0,48	1,78	3,71	4,03	0,10	0,07	0,38	60,22
P4	P4R1	72,30	15,07	2,03	0,00	0,78	2,77	3,64	3,11	0,21	0,10	0,40	61,56
	P4R2	74,85	14,26	1,44	0,00	0,32	0,91	2,75	5,28	0,13	0,05	1,04	61,60

*Calculado de acordo com Nesbitt e Young (1982) e Fedo et al. (1995).

Tabela 3. Concentrações de elementos maiores expressas em porcentagem (%) nas amostras de solo.

Ponto	Amostras	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF (%)	IQA*
P1Soil	P1SoilF1	73,33	11,82	8,47	0,54	0,40	0,62	1,06	3,27	0,45	0,05	3,79	70,71
	P1SoilF2	75,86	10,98	6,59	0,31	0,27	0,55	1,12	3,89	0,37	0,05	2,94	66,63
	P1SoilF3	79,56	9,89	4,14	0,17	0,22	0,60	1,17	3,90	0,33	0,03	1,93	63,71
	P1SoilF4	78,80	10,96	3,23	0,11	0,21	0,91	1,64	3,70	0,40	0,04	1,82	63,80
	P1SoilF5	81,05	10,03	2,54	0,07	0,20	1,03	1,81	2,82	0,41	0,04	1,55	64,10
	P1SoilF6	78,73	11,09	3,04	0,07	0,25	1,43	2,13	2,63	0,59	0,05	1,71	64,39
	P1SoilF7	76,01	12,58	3,36	0,08	0,40	1,56	2,17	2,84	0,93	0,07	2,54	65,94
	P1SoilF8	77,30	12,14	3,18	0,08	0,45	1,06	1,86	2,73	1,13	0,05	3,05	68,43
P2SoilA	P2SoilAF1	63,87	17,56	5,52	0,08	1,61	2,44	2,87	5,04	0,72	0,29	1,87	63,59
	P2SoilAF2	69,77	15,97	3,97	0,12	0,92	2,41	3,09	3,20	0,46	0,09	1,87	64,99
	P2SoilAF3	70,65	16,59	2,85	0,05	0,72	3,55	3,97	1,19	0,33	0,10	1,23	65,84
	P2SoilAF4	66,56	17,53	4,75	0,07	1,37	3,43	4,11	1,47	0,64	0,07	1,80	66,23
	P2SoilAF5	60,25	17,70	9,41	0,12	2,93	2,68	2,95	2,45	1,31	0,21	3,31	69,24
	P2SoilAF6	56,80	21,15	9,03	0,14	2,89	2,99	2,49	2,47	1,41	0,64	5,45	74,33
	P2SoilAF7	56,43	19,08	10,84	0,15	3,40	2,73	2,59	2,78	1,47	0,53	4,42	71,60
	P2SoilAF8	55,59	23,99	7,74	0,13	2,34	3,00	2,78	2,26	1,76	0,40	6,39	75,85
P2SoilB	P2SoilBF1	62,28	21,97	7,81	0,07	1,61	1,81	2,09	1,38	0,96	0,02	6,90	80,70
	P2SoilBF2	63,28	20,25	7,09	0,07	1,62	2,40	2,76	1,61	0,85	0,06	4,91	75,10
	P2SoilBF3	66,10	18,85	5,74	0,06	1,22	2,70	3,26	1,28	0,76	0,03	3,85	72,34
	P2SoilBF4	69,82	16,78	5,10	0,06	1,01	2,45	2,91	1,03	0,77	0,06	3,48	72,60
	P2SoilBF5	65,38	18,30	7,28	0,08	1,69	2,24	2,82	1,25	0,95	0,00	4,69	74,35
	P2SoilBF6	58,75	22,28	9,25	0,11	2,56	2,00	2,34	1,60	1,03	0,07	6,75	79,15
	P2SoilBF7	55,90	26,13	8,95	0,11	2,42	1,95	1,91	1,52	1,03	0,09	8,53	83,15
	P2SoilBF8	54,32	29,41	8,54	0,08	1,81	1,65	1,63	1,35	1,13	0,09	9,87	86,62
P3Soil	P3SoilF1	78,46	11,21	2,67	0,06	0,16	0,30	1,42	5,54	0,14	0,03	1,50	60,77
	P3SoilF2	82,27	9,53	1,97	0,07	0,12	0,20	1,05	4,67	0,09	0,02	1,02	61,72
	P3SoilF3	82,31	9,47	2,43	0,08	0,15	0,30	1,03	4,08	0,13	0,02	1,32	63,74
	P3SoilF4	78,78	11,75	3,07	0,12	0,26	0,57	1,31	3,91	0,21	0,02	2,11	67,06
	P3SoilF5	75,41	13,68	4,52	0,17	0,44	0,73	1,41	3,30	0,33	0,02	3,44	71,65
	P3SoilF6	69,55	17,17	6,13	0,25	0,63	0,93	1,62	3,19	0,49	0,04	4,80	75,10
	P3SoilF7	62,98	20,66	8,40	0,37	0,80	1,16	1,80	3,08	0,67	0,09	7,15	77,65
	P3SoilF8	64,03	20,13	7,50	0,29	0,76	1,20	1,97	3,22	0,83	0,06	6,13	76,09
P4Soil	P4SoilF1	84,78	8,74	3,19	0,02	0,16	0,41	0,57	1,86	0,28	0,00	2,36	75,49
	P4SoilF2	90,06	5,49	1,47	0,01	0,08	0,20	0,43	2,11	0,14	0,00	0,94	66,71
	P4SoilF3	89,40	6,08	1,55	0,01	0,09	0,21	0,40	2,11	0,14	0,02	1,13	69,31
	P4SoilF4	85,49	8,65	2,14	0,01	0,14	0,40	0,58	2,34	0,23	0,02	2,00	72,43
	P4SoilF5	83,24	9,95	2,95	0,02	0,17	0,55	0,71	2,02	0,33	0,07	2,42	75,60
	P4SoilF6	78,89	12,67	3,80	0,03	0,23	0,85	0,87	2,10	0,51	0,05	3,60	77,12
	P4SoilF7	70,93	17,53	5,47	0,03	0,38	1,19	1,16	2,55	0,73	0,03	5,06	78,26
	P4SoilF8	68,48	19,07	6,36	0,03	0,41	1,03	1,11	2,56	0,86	0,09	5,86	80,56

*Calculado de acordo com Nesbitt e Young (1982) e Fedo et al. (1995).

Tabela 4. Concentrações de elementos maiores expressas em porcentagem (%) nas amostras de sedimento.

Ponto	Amostras	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF (%)	IQA*
P1Sed	P1SedF1	76,47	11,78	3,06	0,14	0,14	0,71	1,63	5,91	0,14	0,03	1,15	58,87
	P1SedF2	78,46	10,65	3,20	0,13	0,15	0,75	1,46	5,05	0,12	0,04	1,13	59,59
	P1SedF3	81,72	9,37	2,25	0,04	0,11	0,79	1,41	4,20	0,10	0,01	0,75	59,47
	P1SedF4	81,97	9,46	1,79	0,02	0,15	0,98	1,56	3,90	0,16	0,00	0,57	59,50
	P1SedF5	82,94	8,33	2,66	0,03	0,29	1,09	1,46	2,86	0,33	0,01	0,79	60,67
	P1SedF6	78,32	8,86	6,03	0,06	0,58	1,56	1,51	2,26	0,76	0,04	1,61	62,62
	P1SedF7	69,16	13,80	7,19	0,14	1,29	2,61	2,05	2,69	0,92	0,17	4,76	67,04
	P1SedF8	66,62	16,64	6,96	0,17	1,38	2,29	1,98	2,81	0,99	0,17	7,88	71,07
P2Sed	P2SedF1	81,29	9,96	1,34	0,03	0,08	0,89	1,40	4,92	0,07	0,02	0,38	58,07
	P2SedF2	83,46	8,59	1,48	0,04	0,07	0,62	1,07	4,53	0,09	0,04	0,53	58,14
	P2SedF3	83,50	8,60	1,54	0,02	0,09	0,75	1,19	4,21	0,10	0,00	0,38	58,28
	P2SedF4	81,42	9,99	1,48	0,03	0,12	1,17	1,62	3,95	0,22	0,01	0,55	59,75
	P2SedF5	82,32	9,46	1,73	0,04	0,15	1,35	1,72	2,89	0,34	0,00	0,61	61,35
	P2SedF6	80,43	9,64	2,86	0,08	0,27	1,77	1,77	2,37	0,78	0,03	0,96	62,08
	P2SedF7	72,78	12,70	4,70	0,14	0,52	3,15	2,09	2,55	1,24	0,13	2,21	65,38
	P2SedF8	69,89	15,25	4,82	0,13	0,68	3,14	2,17	2,87	0,97	0,08	4,60	67,93
P3Sed	P3SedF1	80,45	9,97	2,25	0,12	0,10	0,56	1,47	4,97	0,07	0,03	0,61	58,84
	P3SedF2	84,58	8,02	1,65	0,06	0,07	0,47	1,16	3,94	0,05	0,00	0,50	59,01
	P3SedF3	86,60	6,98	1,52	0,03	0,08	0,53	1,08	3,13	0,06	0,00	0,51	59,54
	P3SedF4	84,94	8,04	1,28	0,02	0,08	0,71	1,28	3,56	0,09	0,00	0,59	59,19
	P3SedF5	85,87	7,53	1,33	0,02	0,11	0,79	1,20	3,01	0,15	0,00	0,55	60,13
	P3SedF6	83,64	8,36	1,95	0,05	0,20	1,22	1,43	2,76	0,40	0,00	0,82	60,72
	P3SedF7	74,39	12,77	3,64	0,12	0,51	2,55	2,14	3,19	0,65	0,04	2,02	63,07
	P3SedF8	69,60	15,59	5,01	0,16	0,76	2,49	2,38	3,25	0,71	0,05	4,39	66,07
P4Sed	P4SedF1	79,79	10,33	2,11	0,14	0,10	0,72	1,33	5,37	0,09	0,02	0,71	58,26
	P4SedF2	82,64	8,93	1,63	0,05	0,07	0,54	1,04	4,99	0,08	0,02	0,62	57,72
	P4SedF3	83,71	8,59	1,33	0,03	0,05	0,72	1,17	4,28	0,07	0,04	0,40	58,36
	P4SedF4	84,56	8,30	1,20	0,02	0,07	0,94	1,34	3,40	0,12	0,05	0,34	59,58
	P4SedF5	84,27	8,36	1,57	0,03	0,13	1,22	1,52	2,59	0,28	0,03	0,49	61,21
	P4SedF6	80,19	10,43	2,14	0,06	0,26	1,94	2,00	2,51	0,46	0,01	0,88	61,85
	P4SedF7	75,01	12,65	3,03	0,09	0,44	3,20	2,26	2,64	0,63	0,05	1,46	63,82
	P4SedF8	69,84	15,31	4,43	0,13	0,66	3,47	2,32	2,96	0,81	0,06	3,79	66,82
P5Sed	P5SedF1	82,53	8,92	1,86	0,15	0,06	0,48	1,22	4,73	0,05	0,00	0,50	58,08
	P5SedF2	85,27	7,55	1,67	0,04	0,05	0,54	0,97	3,86	0,04	0,02	0,34	58,56
	P5SedF3	86,74	6,88	1,32	0,04	0,05	0,58	1,00	3,29	0,05	0,06	0,29	58,87
	P5SedF4	85,23	7,94	1,24	0,04	0,06	0,87	1,23	3,30	0,10	0,00	0,29	59,53
	P5SedF5	85,38	7,92	1,17	0,04	0,09	1,07	1,42	2,71	0,15	0,04	0,38	60,51
	P5SedF6	82,12	9,02	2,18	0,08	0,24	1,69	1,66	2,40	0,54	0,06	0,75	61,27
	P5SedF7	75,07	12,27	3,46	0,12	0,44	2,99	2,10	2,66	0,81	0,08	1,89	64,18
	P5SedF8	70,18	15,02	4,53	0,19	0,60	3,10	2,38	3,14	0,74	0,13	3,95	65,54

*Calculado de acordo com Nesbitt e Young (1982) e Fedo et al. (1995).

Tabela 5. Concentrações de elementos maiores expressas em porcentagem (%) nas amostras do depósito.

Ponto	Amostras	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF (%)	IQA*
P5Dep	P5DepF1	69,43	17,51	5,43	0,18	0,88	1,68	1,58	2,32	0,87	0,12	7,74	76,22
	P5DepF2	73,46	15,07	4,48	0,14	0,68	1,40	1,41	2,61	0,68	0,07	6,25	73,82
	P5DepF3	74,92	14,12	4,27	0,13	0,60	1,31	1,36	2,56	0,60	0,11	5,59	73,40
	P5DepF4	76,98	13,03	3,32	0,09	0,44	1,29	1,48	2,83	0,46	0,08	4,26	70,24
	P5DepF5	76,20	13,50	3,61	0,10	0,49	1,43	1,54	2,55	0,52	0,06	4,73	71,20
	P5DepF6	71,52	16,29	4,54	0,14	0,72	1,79	1,73	2,43	0,73	0,11	6,76	73,63
	P5DepF7	69,67	17,16	5,04	0,15	0,79	1,99	1,76	2,47	0,85	0,11	7,50	74,11
	P5DepF8	68,91	17,71	5,30	0,16	0,87	1,85	1,65	2,44	0,92	0,18	8,40	75,51

*Calculado de acordo com Nesbitt e Young (1982) e Fedo et al. (1995).

maiores, expressas em %, a PF e o Índice Químico de Alteração (IQA; Nesbitt e Young, 1982).

Os parâmetros estatísticos da concentração de elementos maiores nas amostras de rocha dos pontos P1 (P1R1 e P1R2), P2 (P2R1 e P2R2), P3 (P3R1 e P3R2) e P4 (P4R1 e P4R2), solo, sedimento e depósito são mostrados na Figura 4, apresentados de acordo com a concentração em porcentagem do elemento na fração granulométrica variando de F1 a F8 (-3ϕ a $> 4 \phi$), conforme expresso na Tabela 1. Em geral, os teores de elementos maiores nas amostras de

solo variam algumas ordens de grandeza a mais do que os teores dos mesmos elementos nas amostras de sedimento. O teor de SiO_2 aumenta da fração granulométrica F1 a F3 e diminui da F4 a F8 (Figura 4). Por outro lado, os teores de Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$, MnO , MgO , CaO , Na_2O , TiO_2 e PF tendem a diminuir entre F1 e F3 e aumentar entre F4 e F8 (Figura 4).

A Figura 5 ilustra a variação da concentração de elementos maiores entre as amostras de solo e sedimento em relação às frações granulométricas de seixo F1 (-3ϕ a -2ϕ) até lama F8 ($> 4 \phi$). Os teores de SiO_2 tendem a aumentar entre a

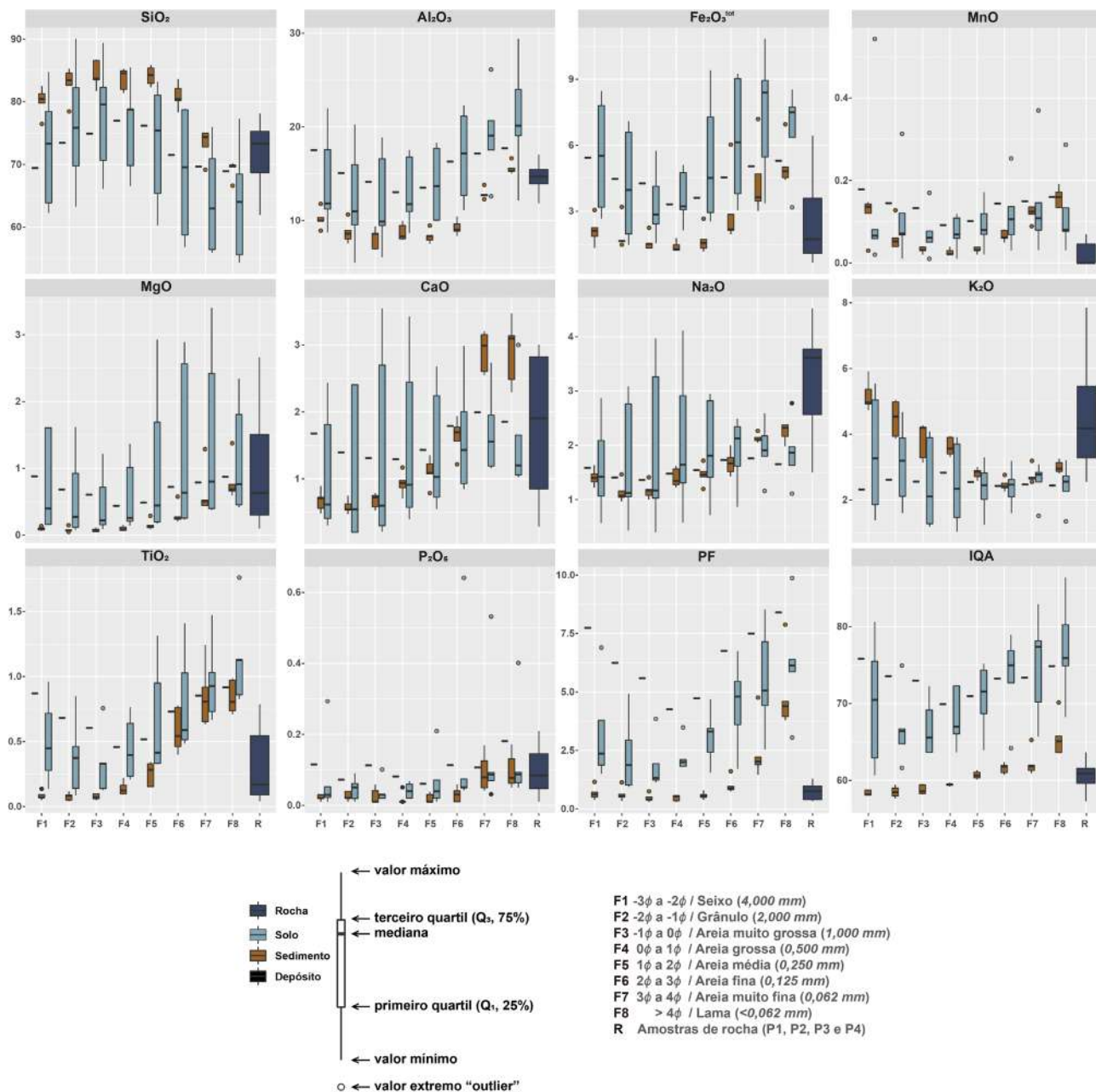


Figura 4. Mediana, quartis e valores máximos e mínimos da concentração em (%) de elementos maiores e do Índice Químico de Alteração das amostras de rocha, solo, sedimento e depósito.

fração granulométrica F1 e F3 e reduzir entre F4 e F8 para as amostras de solo e de sedimento. As amostras de sedimento tendem a conter teores maiores de SiO₂ do que as amostras de solo. Os teores de Al₂O₃, Fe₂O₃^{tot}, MnO, MgO, TiO₂, PF e IQA são geralmente menores nas amostras de sedimento do que nas amostras de solo e tendem a aumentar nas frações mais finas, entre F6 e F8 (Figura 5). Os teores de CaO e Na₂O

também aumentam significativamente nas frações mais finas, entre F6 e F8, contudo as amostras de solo e sedimento têm valores similares. K₂O ocorre em maior porcentagem nas frações mais grossas, entre F1 e F5. As amostras P2SoilA e P2SoilB têm composição distinta entre as demais amostras de solo, sendo depletadas em SiO₂ e enriquecidas em Al₂O₃, MgO, CaO, Na₂O e TiO₂ em relação às amostras de solo.

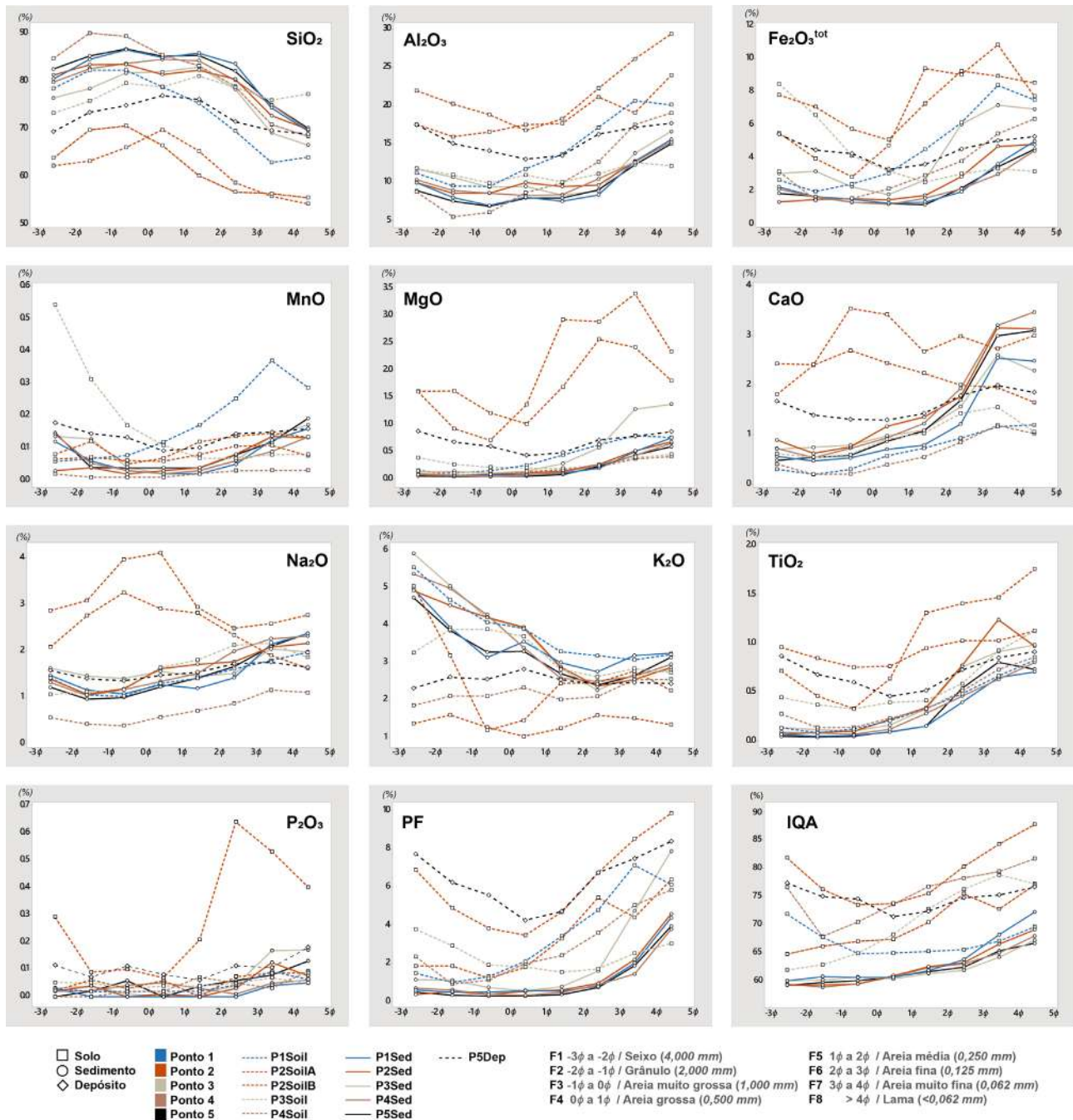


Figura 5. Concentração (%) de elementos maiores e do Índice Químico de Alteração para as amostras de solo, sedimento e depósito versus tamanho de grão. O tamanho de grão é expresso em *phi* (ϕ) de seixo (-3ϕ a -2ϕ) a lama ($> 4 \phi$).

A avaliação da estrutura de covariância no conjunto de dados de solo e sedimento mostra que o primeiro componente principal (PC1; Figura 6) captura ~63,1% da variabilidade total e é caracterizado por fortes cargas positivas de TiO_2 , MgO e cargas negativas de SiO_2 , K_2O , Al_2O_3 e Na_2O . Ocorre diminuição aproximadamente linear das frações mais grossas para as mais finas de SiO_2 , K_2O , Na_2O e Al_2O_3 em relação a $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$, TiO_2 e MgO , com o último relativamente crescente. O segundo componente principal (PC2) captura ~12,4% da variabilidade total e é caracterizado por forte carga positiva de MnO e forte carga negativa de CaO . PC1 separa de forma eficaz as amostras de sedimento das amostras de solo. Isso, no entanto, é válido apenas para frações de tamanho de grão entre F1 e F5. Para tamanhos de grão mais finos, o contraste entre as amostras de solo e sedimento diminui com a diminuição dos escores de PC1 e com o aumento dos escores de PC2. O PC1 agrupa as amostras com frações mais finas entre F6 e F8 para cada conjunto de amostras e efetivamente ordena as frações de tamanho de grão mais fino, aumentando os valores de PC1. Ocorre enriquecimento preferencial de SiO_2 , K_2O , Na_2O e Al_2O_3 nas frações granulométricas mais

grossas entre F1 e F4, e de MgO , TiO_2 e P_2O_5 nas frações mais finas entre F5 e F8.

DISCUSSÃO

A erosão da superfície terrestre resulta no fluxo de sedimentos das áreas fonte para as depressões deposicionais (Folk et al., 1970; Johnsson, 1993; Allen e Allen, 2005; Allen, 2008; Allen e Heller, 2011). O sistema fechado envolvendo um setor erosional, um setor de transporte e um setor deposicional é conhecido como Sistema de Rotas de Sedimentos (*Sediment Routing System*; Allen, 1997). A relação entre a área fonte e a bacia sedimentar pode ser avaliada modelando-se os parâmetros dos sedimentos a partir de horizontes erosionais, principalmente em termos de aporte (volumes e fluxos), bem como em termos da composição de sedimentos e do seu tamanho de grão (Johnsson, 1993; Weltje e von Eynatten, 2004; von Eynatten et al., 2012, 2016). As características da área fonte podem ser reconstruídas a partir da mineralogia detritica, termocronologia e geocronologia (e.g., Allen, 2008, 2017).

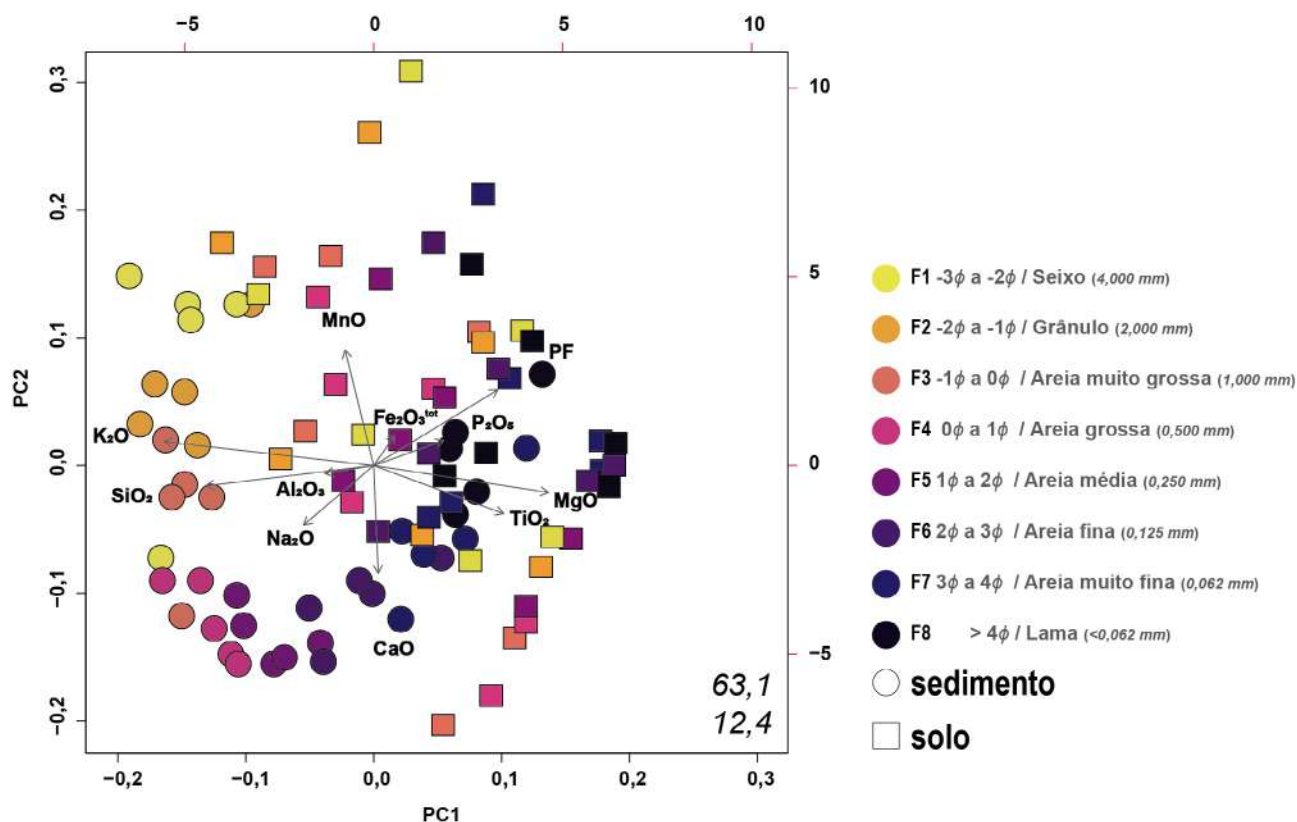


Figura 6. Biplot composicional dos dados geoquímicos *clr*-transformados de acordo com Aitchison (1986, 1990). Símbolos refletem as amostras de solo e sedimento e a coloração refere-se à classe de tamanho de grão (conforme Tabela 1). Um determinado valor x representa a classe de tamanho de grão de $x \leq \phi b x + 1$ e são plotados os valores dos componentes principais 1 e 2 (PC1 e PC2). Os números em itálico indicam a proporção da variabilidade global explicada pelos respectivos eixos (valor superior refere-se a PC1, valor inferior refere-se a PC2).

O caminho dos sedimentos clásticos, desde a sua produção até a deposição final e o soterramento, envolve diversos processos geológicos controlados por uma série de fatores, sendo eles o soerguimento e a exposição da rocha fonte, os processos de intemperismo *in situ*, a erosão, o transporte, a deposição, o soterramento, a diagênese e a litificação (e.g., Nichols, 2009). A produção dos sedimentos na área fonte está ligada a processos de intemperismo da rocha originária, que é responsável pela formação do manto de alteração e do solo, bem como dos íons dissolvidos nas águas meteóricas. Posteriormente, o manto de alteração e o solo são erodidos por fluxos gravitacionais e/ou erosão pluvial, iniciando o transporte dos sedimentos da área fonte até as porções topograficamente rebaixadas. Nas bacias sedimentares, os processos sedimentares podem gerar seleção dos clastos com relação ao tamanho, à forma e à densidade das partículas até a deposição final e o soterramento, quando os sedimentos podem ser modificados por processos diagénéticos (e.g., Allen e Allen, 2005). Ao isolar as variáveis relacionadas aos processos de deposição e diagênese e fixar a composição das rochas da área fonte, os dados adquiridos neste trabalho permitem discutir as implicações dos processos de intemperismo e transporte no fracionamento geoquímico entre rocha-solo-sedimento.

Os pontos P1 e P3 são os mais proximais, portanto nesses locais o efeito do transporte é o menor dentre os locais amostrados. A composição das amostras de solo no ponto P1 indica pequena variação nos valores de SiO₂, entre 73 e 77% em todos os intervalos de tamanho de grão, contrastando com a composição dos sedimentos no mesmo ponto, que variam de ~75 a ~66% das frações grossas para as frações finas. No ponto P3, os valores de SiO₂ variam entre 78 e 64% das frações grossas para as frações finas. Os gráficos de dispersão de tamanho de grão pelos elementos maiores para as amostras de solo de P1 e P3 indicam que na amostra P1Soil ocorrem aumento nos óxidos Al₂O₃, TiO₂, CaO e Na₂O, decréscimo em Fe₂O_{3tot}, MnO, K₂O e PF bem como pequena variação de SiO₂, MnO, MgO e P₂O₅. Na amostra P3Soil ocorrem decréscimo de SiO₂ e K₂O e aumento em todos os outros elementos Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O_{3tot}, MnO, MgO, CaO, Na₂O e PF, com redução no tamanho de grão. Nas amostras de sedimento P1Sed e P3Sed ocorre diminuição de SiO₂ e K₂O, conforme a redução no tamanho de grão e o aumento nos demais óxidos e na PF.

Intemperismo químico

O IQA (*Chemical Index of Alteration* — CIA; Nesbitt e Young, 1982) é um indicador geoquímico muito utilizado para avaliar a taxa de intemperismo químico dos feldspatos (e.g., Duzgoren-Aydin et al., 2002; Price e Velbel, 2003; Bahlburg e Dobrzinski, 2011). O IQA descreve o grau de transformação de feldspatos em argilominerais, pela remoção

de Ca²⁺, Na⁺ e K⁺ em relação ao Al. O IQA é calculado usando proporções moleculares de Na₂O, K₂O, CaO e Al₂O₃ por meio da seguinte equação: $IQA = (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)) \times 100$, em que CaO* representa o teor de CaO incorporado na fração de silicato (Fedó et al., 1995). O método de correção para o CaO* está de acordo com a fórmula proposta por McLennan (1993). Altos valores de IQA refletem a remoção de cátions móveis ou instáveis (Ca, Na, K) em relação aos constituintes residuais altamente imóveis ou estáveis durante o intemperismo (Al, Ti; Nesbitt e Young, 1982; Nesbitt et al., 1996). Por outro lado, valores baixos de IQA indicam ausência de alteração química e, consequentemente, podem refletir condições de clima frio e/ou árido na área fonte (Nesbitt e Young, 1982, 1989; Fedó et al., 1995). Valores de IQA entre 50 e 60 indicam intemperismo incipiente; IQA entre 60 e 80 indica intemperismo intermediário; IQA acima de 80 indica intemperismo intenso; e IQA = 100 indica intemperismo extremo, com a remoção completa de elementos alcalinos e alcalino-terrosos da matriz da rocha (Nesbitt e Young, 1982; McLennan, 1993). Rochas graníticas frescas e feldspatos têm normalmente IQA entre 40 e 50, enquanto materiais extremamente intemperizados, compostos por caulinita e gibsitita, podem ter IQA = 100 (e.g., Nesbitt e Young, 1982, 1984, 1989; Vazquez, 1981; Condie, 1993); rochas pelíticas têm valores de IQA próximos de 70, como, por exemplo, *Post Archean Australian Shale* (PAAS), com IQA = 70 (Taylor e McLennan, 1985).

As amostras de rocha têm IQA entre 57,2 e 63,7, com média em P1 de 59,7; P2: 60,5; P3: 60,2; e P4: 61,6, indicando intemperismo químico baixo. As maiores variações no IQA, de 60,8 a 86,6, ocorrem nas amostras de solo (Figuras 4 e 5). A média do IQA das amostras de solo na fração granulométrica F1 (\bar{n}) é 71,2; na fração F2 é 68,2; na fração F3 é 68,1; na fração F4 é 68,7; na fração F5 é 71,0; na fração F6 é 74,0; na fração F7 é 75,1; e na fração F8 é 77,2. As amostras de solo indicam intemperismo intermediário, com valores moderadamente altos nas frações a partir da F5 e intemperismo extremo localizado (Figura 4). Nas amostras de sedimento, o IQA ocorre com pequena variação, de 57,7 a 71,1 (Figuras 4 e 5). A média do IQA das amostras de sedimento na fração granulométrica F1 (\bar{n}) é 58,4; na fração F2 é 58,6; na fração F3 é 58,9; na fração F4 é 59,5; na fração F5 é 60,8; na fração F6 é 61,7; na fração F7 é 64,7; e na fração F8 é 67,5. As amostras de sedimento indicam intemperismo de baixo a intermediário.

As amostras de rocha têm IQA médio de 60,4, indicando intemperismo incipiente, as de solo, de 71,7 e as de sedimento, de 61,3. Em geral, o IQA aumenta com a diminuição do tamanho de grão. Os dados indicam que a transformação das rochas fonte em solo aumenta o IQA em 10 pontos e que a erosão do solo e o transporte das partículas detríticas no curso fluvial removem os minerais indicativos de intemperismo intenso a extremo das frações mais finas amostradas

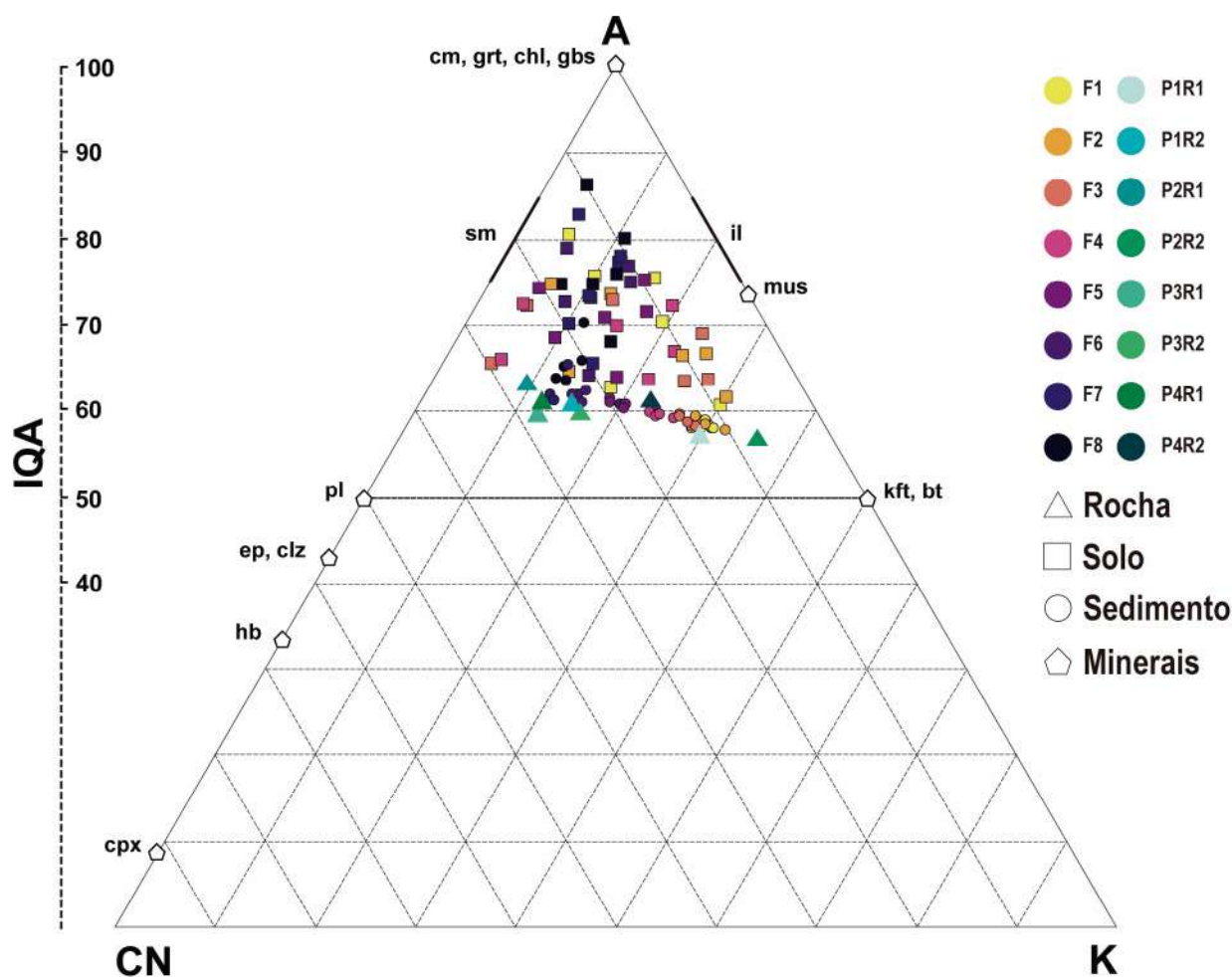
nos sedimentos de primeira ordem. Esse processo é indicado pelos valores de IQA mais altos das amostras de solo em relação às amostras de sedimento para a mesma fração granulométrica (Figura 5).

No diagrama A-CN-K (Figura 7) podem ser observadas as tendências do intemperismo na sub-bacia do Arroio Santana. As amostras de sedimento plotam em um alinhamento com as amostras de rocha e as amostras de solo ocorrem com maior dispersão e indicam maior intemperismo químico, principalmente nas frações mais finas, acima de F6, refletindo a remoção dos elementos alcalinos dos argilominerais. Deve-se notar que os valores do IQA ou outros índices de intemperismo não dependem exclusivamente do grau de intemperismo químico. Outros fatores, como a composição da rocha fonte (Nesbitt e Young, 1984), incluindo

unidades ricas em filossilicatos ou reciclagem de sedimentos (Garzanti e Resentini, 2016), e o tamanho do grão (von Eynatten et al., 2012), tendem a adicionar uma variação significativa aos valores do IQA.

Intemperismo no ambiente de formação do solo

As concentrações médias das amostras de rocha, em comparação com as concentrações de solo *versus* o intervalo de tamanho de grão (Figura 8), indicam aumento ou similaridade na concentração dos óxidos SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O e K_2O nas amostras de rocha e aumento dos teores de Fe_2O_3 , MnO , TiO_2 , P_2O_5 e PF nas amostras de solo. A comparação das concentrações médias das amostras de rocha com os intervalos analisados das amostras de solo indica que o processo de



IQA: Índice Químico de Alteração; Bt: biotita; Chl: clorita; Czo: clinozoisita; Cpx: clinopiroxênio; Ep: epidoto; Gbs: gibbsita; Grt: granada; Hbl: hornblenda; Il: illita; Kfs: feldspato potássico; Kln: caulinita; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Sme: esmectita.

Figura 7. Diagrama A-CN-K modificado de Nesbitt e Young (1982, 1984, 1989, 1996) e Nesbitt et al. (1996): A = Al_2O_3 , C = CaO para fases silicáticas, N = Na_2O , K = K_2O ; todos em proporções molares. Frações (F1 – F8) conforme intervalos ilustrados na Tabela 1.

intemperismo concentra o solo em SiO_2 para todos os intervalos de tamanho de grão e em Fe_2O_3 para as frações mais grossas bem como dilui o solo em Al_2O_3 e nos demais óxidos analisados. As amostras P2SoilA e P2SoilB têm redução nos

valores de SiO_2 e aumento considerável em Al_2O_3 e Fe_2O_3 , em comparação com a média das rochas de P2, leve enriquecimento em MnO , MgO e CaO e forte empobrecimento em K_2O . As amostras P3Soil e P4Soil têm comportamento similar,

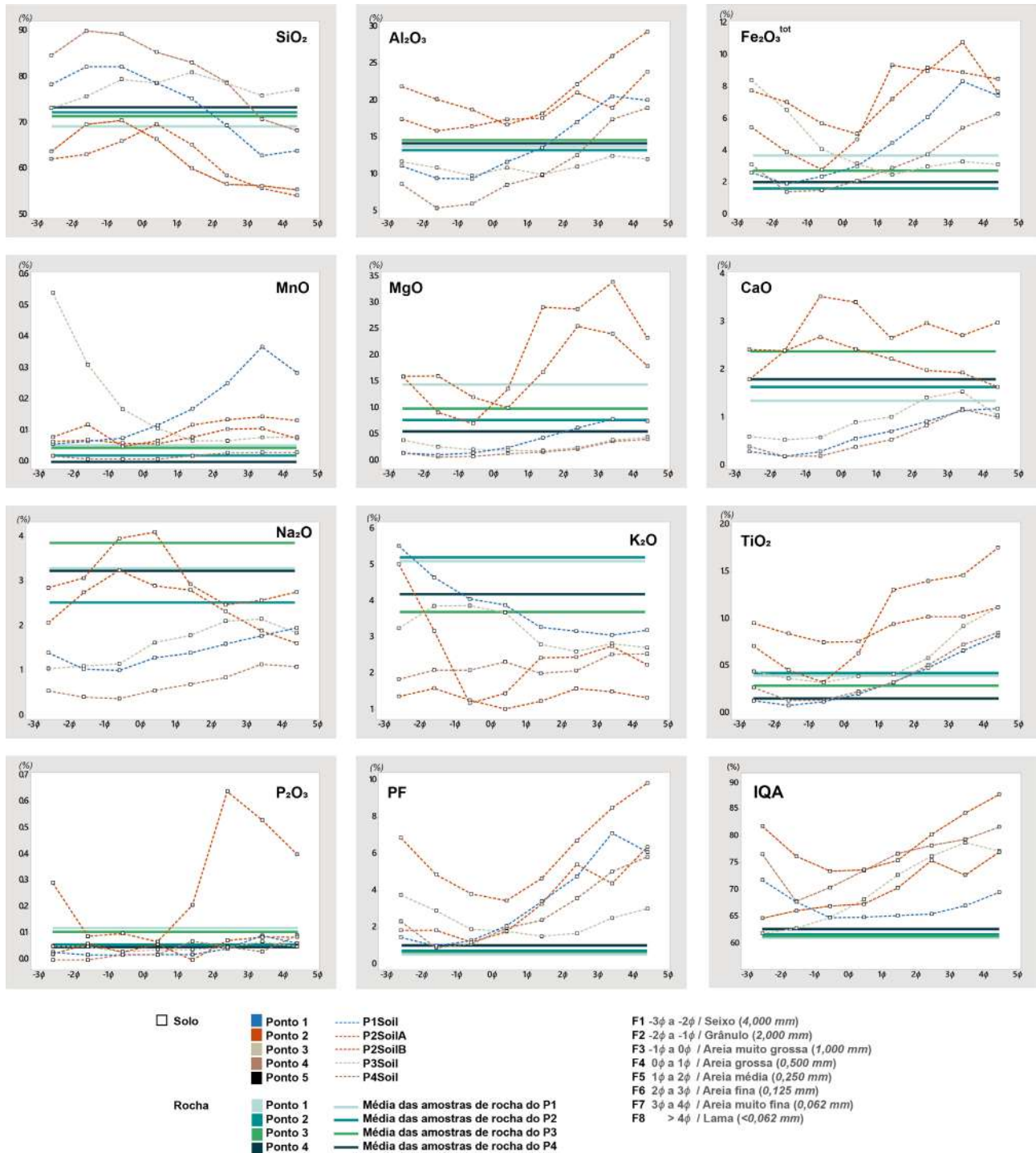


Figura 8. Concentração em (%) de elementos maiores e do Índice Químico de Alteração para as amostras de solo versus tamanho de grão expressos em ϕ de seixo (-3ϕ a -2ϕ) a lama ($> 4 \phi$), e as concentrações médias das amostras de rocha.

com enriquecimento em SiO_2 no intervalo entre F1 e F5 e empobrecimento entre F6 e F8. Al_2O_3 e Fe_2O_3 são depletados, quando comparados com as amostras de rocha até o intervalo

F5; a partir do intervalo F5 ocorre aumento considerável na concentração desses óxidos. A PF é maior em todas as amostras de solo, quando comparadas com as amostras de rocha.

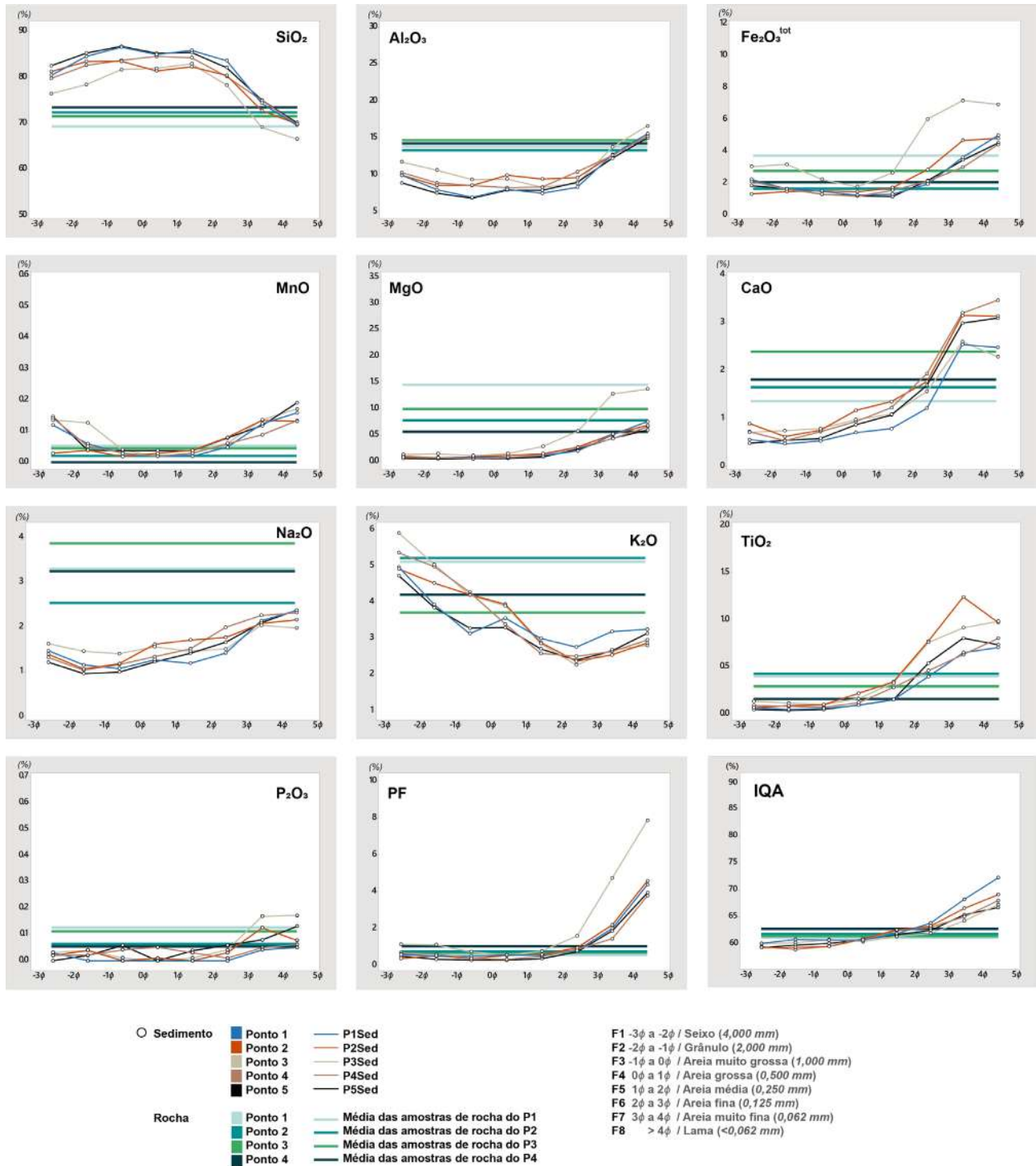


Figura 9. Concentração em (%) de elementos maiores e do Índice Químico de Alteração para as amostras de sedimento versus tamanho de grão expressos em ϕ de seixo (-3ϕ a -2ϕ) a lama ($> 4 \phi$), e as concentrações médias das amostras de rocha.

Modificação ao longo do transporte

Entre os pontos P1, P2, P4 e P5 existe uma distância de cerca de 13,5 km (Figura 1C). Nessa distância, o fracionamento geoquímico pode reduzir ou aumentar a concentração de alguns elementos, com aumento ou diminuição do tamanho de grão. A concentração de SiO_2 é enriquecida nos intervalos de fração mais grossa (seixo a areia média) e empobrecida nos intervalos de fração mais fina (areia média a lama). Os óxidos Al_2O_3 , Fe_2O_3 e MgO são depletados em todos os intervalos. Os elementos MnO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 e P_2O_5 são enriquecidos nas frações finas (areia média a lama). De forma geral, há aumento nos teores de SiO_2 , em detrimento dos demais elementos. Entre os pontos P3 e P5 (Figura 1C), os sedimentos percorrem aproximadamente 6 km e estão associados a enriquecimento dos óxidos SiO_2 , MnO , CaO , TiO_2 e P_2O_5 e decréscimo em Al_2O_3 . A composição dos sedimentos na fração F4 geralmente é similar à composição média das rochas fonte (Figura 9), com pequenos desvios para SiO_2 , Al_2O_3 e Na_2O . Com a diminuição do tamanho dos grãos, a composição dos sedimentos é fracionada da composição inicial da rocha. SiO_2 e Al_2O_3 mostram padrões inversos, quando o teor máximo de SiO_2 está associado ao teor mínimo de Al_2O_3 no mesmo intervalo de tamanho de grão. Na_2O e K_2O também apresentam padrão inverso e Na_2O aumenta com a diminuição do tamanho de grão. Os teores de K_2O aumentam e TiO_2 têm aumento mais constante com a diminuição do tamanho do grão (com exceção do intervalo F8).

CONCLUSÕES

A análise e a modelagem das relações composicionais *versus* tamanho de grão de solos e sedimentos ambiente de clima subtropical úmido revelam as seguintes conclusões:

- Que existe grande influência dos tamanhos de grão na composição dos solos e sedimentos. Além disso, há tendência progressiva de enriquecimento/depleção visível em vários elementos: em frações mais finas os enriquecidos em elementos máficos e empobrecidos em elementos félsicos tanto em solo quanto sedimento, evidenciando o fracionamento geoquímico;
- A composição química *versus* a granulometria revelou, por meio da análise estatística dos gráficos de dispersão e da análise *biplot*, que os elementos principais sofrem forte controle do tamanho de grão na composição dos solos e sedimentos estudados;
- O IQA aumentou conforme o tamanho de grão diminuiu, com enriquecimento principalmente em Al_2O_3 . Altos valores de IQA são restritos às frações de grãos finos (areia média a lama) entre 60 a 86, no entanto, revelam valores baixos a moderados entre 57 e 80 nas frações

com maior tamanho de grão (seixo a areia grossa) em todo o conjunto de amostras;

- Os valores calculados pelo IQA exibiram, para amostras de rocha, média de 60,4, indicando baixa alteração. Solo variou conforme o intervalo de tamanho de grão, exibindo alteração intermediária, com valores moderadamente altos em média 75, exibindo no intervalo de fração menor (areia fina a lama) pontos já indicando intemperismo extremo. Amostras de sedimento resultaram em alteração entre fraco e intermediário, com média de 64. O índice exibiu também ampla faixa de alteração, contendo frações com intemperismo incipiente até altos índices, evidenciando intemperismo extremo. Também foi possível observar clara distinção entre todo o conjunto de amostras. Em geral, os valores exibiram aumento acentuado no índice conforme a diminuição do tamanho dos grãos.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi financiado com recursos da chamada Universal MCTI/CNPq nº 01/2016, projeto 432958/2016-9. FG agradece ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela bolsa de produtividade em pesquisa (processo 308206/2017-7). Os autores agradecem ao CNPq, à Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e à Universidade Federal do Pampa (Unipampa), por proporcionarem condições para o desenvolvimento da pesquisa. O trabalho se beneficiou do esforço do editor e de dois revisores anônimos em aprimorar a versão original do manuscrito, aos quais os autores agradecem.

REFERÊNCIAS

- Aitchison, J. (1986). *The Statistical Analysis of Compositional Data*. Londres: Chapman & Hall, 416 p.
- Aitchison, J. (1990). Relative variation diagrams for describing patterns of compositional variability. *Mathematical Geology*, 22(4), 487-511. <https://doi.org/10.1007/BF00890330>
- Aitchison, J., Greenacre, M. (2002). Biplots of compositional data. *Applied Statistics*, 51(4), 375-392. <https://doi.org/10.1111/1467-9876.00275>
- Allen, P.A. (1997). *Earth Surface Processes*. Oxford: Blackwell Scientific, 404 p. <https://doi.org/10.1002/9781444313574>
- Allen, P. A. (2008). From landscapes into geological history. *Nature*, 451(7176), 274-276. <https://doi.org/10.1038/nature06586>

- Allen, P. A. (2017). *Sediment Routing Systems: The fate of sediment from source to sink*. Cambridge: Cambridge University Press, 400 p. <https://doi.org/10.1017/9781316135754>
- Allen, P., Allen, J. R. (2005). *Basin Analysis: Principles and Applications*. Malden: Blackwell, 549 p.
- Allen, P. A., Heller, P. L. (2011). Dispersal and preservation of tectonically generated alluvial gravels in sedimentary basins. In: C. Busby, A. A. Pérez (eds.). *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances* (p. 111-130). Chichester: John Wiley & Sons. <https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch6>
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W. R., Hartmann, L. A., da Silva, L. C. (1997). U-Pb and Sm-Nd geochronology of the neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3-4), 263-274. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00021-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00021-7)
- Bahlburg, H., Dobrzinski, N. (2011). A review of the Chemical Index of Alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions. *Geological Society, London, Memoirs*, 36(1), 81-92. <https://doi.org/10.1144/M36.6>
- Boggs Jr., S. (2009). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Cambridge: Cambridge University Press, 600 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511626487>
- Chemale Jr., F. (2000). Evolução geológica do Escudo Sul-Riograndense. In: M. Holz, L. F. De Ros (eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul* (p. 13-52). Porto Alegre: CIGO/UFRGS.
- Condie, K. C. (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104(1-4), 1-37. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90140-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E)
- Cordani, U. G., Halter, M., Berenholc, M. (1974). Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha de Porto Alegre. In: Brasil. DNPM. Ministério das Minas e Energia (ed.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, folha Porto Alegre (SH-22) e folha Lagoa Mirim (SI-22)* (p. 70-84). Brasília: DNPM.
- Cruz, R. F. (2019). *Projeto Sudeste do Rio Grande do sul: Escalas 1:250.000 e 1:100.000; Estado do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 173 p.
- da Silva, L. C., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J., Fletcher, I. R. (1999). SHRIMP U/Pb Zircon Dating of Neoproterozoic Granitic Magmatism and Collision in the Pelotas Batholith, Southernmost Brazil. *International Geology Review*, 41(6), 531-551. <https://doi.org/10.1080/00206819909465156>
- Dickinson, W. R. (1985). Interpreting Provenance Relations from Detrital Modes of Sandstones. In: G. G. Zuffa (ed.). *Provenance of Arenites* (p. 333-361). Dordrecht: Springer. https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_15
- Dickinson, W.R., Suczek, C.A. (1979). Plate tectonics and sandstone compositions. *AAPG Bulletin*, 63(12), 2164-2182. <https://doi.org/10.1306/2F9188FB-16CE-11D7-8645000102C1865D>
- Duzgoren-Aydin, N. S., Aydin, A., Malpas, J. (2002). Re-assessment of chemical weathering indices: case study on pyroclastic rocks of Hong Kong. *Engineering Geology*, 63(1-2), 99-119. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(01\)00073-4](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(01)00073-4)
- Earth Explorer (2019). United States Geological Survey (USGS). *Earth Explorer*. Disponível em: <<https://earthexplorer.usgs.gov/>>. Acesso em: 25 jul. 2019.
- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (Embrapa). (2019). *Estação agroclimatológica de Pelotas (Capão do Leão)*. Embrapa. Disponível em: <<http://agromet.cpact.embrapa.br/estacao/mensal.html>>. Acesso em: 20 jul. 2019.
- Fedo, C. M., Nesbitt, H. W., Young, G. M. (1995). Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23(10), 921-924. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023%3C0921:UTEOPM%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023%3C0921:UTEOPM%3E2.3.CO;2)
- Folk, R. L., Andrews, P. B., Lewis, D. (1970). Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 13(4), 937-968. <https://doi.org/10.1080/00288306.1970.10418211>
- Fragoso-Cesar, A. R. S. (1986). O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. *XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia*, p. 1322-1343. Goiânia: SBG.
- Frantz, J. C., Nardi, L. V. S. (1992). Litoquímica e Evolução de Granitóides Cálcio-alcálicos da Região Leste do Escudo Sul-rio-grandense. *Pesquisas em Geociências*, 19(1), 13-25. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21319>
- Gabriel, K. R. (1971). The biplot graphic display of matrices with application to principal component analysis. *Biometrika*, 58(3), 453-467. <https://doi.org/10.1093/biomet/58.3.453>
- Garzanti, E. (2016). From static to dynamic provenance analysis — Sedimentary petrology upgraded. *Sedimentary Geology*, 336, 3-13. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.07.010>

- Garzanti, E., Andò, S., Vezzoli, G. (2009). Grain-size dependence of sediment composition and environmental bias in provenance studies. *Earth and Planetary Science Letters*, 277(3-4), 422-432. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.11.007>
- Garzanti, E., Resentini, A. (2016). Provenance control on chemical indices of Weathering (Taiwan river sands). *Sedimentary Geology*, 336, 81-95. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.06.013>
- Guadagnin, F. (2011). *Técnicas Analíticas Aplicadas ao Estudo da Proveniência Sedimentar de Arenitos*. Dissertação (Mestrado). Porto Alegre: Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 105 p.
- Hartmann, L. A., Leite, J. A. D., McNaughton, N. J., Santos, J. O. S. (1999). Deepest exposed crust of Brazil-SHRIMP establishes three events. *Geology*, 27(10), 947-950. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027%3C0947:DECOBS%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027%3C0947:DECOBS%3E2.3.CO;2)
- Hartmann, L. A., Porcher, C. C., Remus, M. V. D. (2000). Evolução das rochas metamórficas do Rio Grande do Sul. In: M. Holz, L. F. De Ros (eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul* (p. 79-118). Porto Alegre: CIGO/UFRGS.
- Hasenack, H., Weber, E. (2010). *Base cartográfica vetorial contínua do Rio Grande do Sul*. Escala 1:50.000. Porto Alegre: UFRGS - Instituto de Biologia Centro de Ecologia. Série Geoprocessamento. 1 DVD.
- Haughton, P. D. W., Todd, S. P., Morton, A. C. (1991). Sedimentary provenance studies. *Geological Society, London, Special Publications*, 57(1), 1-11. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1991.057.01.01>
- Johnsson, M. J. (1993). The System Controlling the Composition of Clastic Sediments. In: M. J. Johnsson, A. Basu (eds.). *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments* (p. 1-19). Geological Society of America, Special Publication 284. <https://doi.org/10.1130/SPE284-p1>
- Krumbein, W. C. (1936). Application of logarithmic moments to size-frequency distributions of sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 6(1), 35-47. <https://doi.org/10.1306/D4268F59-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Krzanowski, W. J. (1988). *Principles of Multivariate Analysis: A User's Perspective*. Oxford: Clarendon Press, 563 p.
- Loureiro, P., Koester, E., Weinberg, R., Porcher, C. C., Pimentel, M. M., Knijnik, D. (2015). Magmatic evolution of Pinheiro Machado Complex in Monte Bonito region, southern, Brazil. *8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks*, 125. Florianópolis: SBG.
- McLennan, S. M. (1993). Weathering and Global Denudation. *Journal of Geology*, 101(2), 295-303. <https://doi.org/10.1086/648222>
- Mesquita, M. J. M., Gomes, M. E. B. (1991). Correlação estrutural e geoquímica de granitóides sincinemáticos à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, RS. *I Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 1, 286-290. São Paulo: CBGq.
- Nesbitt, H. W., Young, G. M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299(5885), 715-717. <https://doi.org/10.1038/299715a0>
- Nesbitt, H. W., Young, G. M. (1984). Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(7), 1523-1534. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90408-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90408-3)
- Nesbitt, H. W., Young, G. M. (1989). Formation and Diagenesis of Weathering Profiles. *Journal of Geology*, 97(2), 129-147. <https://doi.org/10.1086/629290>
- Nesbitt, H. W., Young, G. M. (1996). Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering: effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy. *Sedimentology*, 43(2), 341-358. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1996.d01-12.x>
- Nesbitt, H. W., Young, G. M., McLennan, S. M., Keays, R. R. (1996). Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies. *Journal of Geology*, 104(5), 525-542. <https://doi.org/10.1086/629850>
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. Chichester: John Wiley & Sons, 419 p.
- Philipp, R. P. (1990). *Geologia e petroquímica dos granitóides da região de Monte Bonito, Pelotas, RS*. Dissertação (Mestrado). Porto Alegre: Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 231 p.
- Philipp, R. P. (1998). *A Evolução Geológica e Tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica – Universidade de São Paulo, 269 p. <https://doi.org/10.11606/T.44.1998.tde-05112014-155445>
- Philipp, R. P., Machado, R. (2001). Suítes graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: petrografia, tectônica e aspectos petrogenéticos. *Brazilian Journal of Geology*, 31(3), 257-266. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2001313257266>

- Philipp, R. P., Machado, R. (2005). The late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(4), 461-478. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.06.010>
- Philipp, R. P., Machado, R., Nardi, L. V. S., Lafon, J. M. (2002). O magmatismo granítico neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Brazilian Journal of Geology*, 32(2), 277-290. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2002322277290>
- Philipp, R. P., Pimentel, M. M., Chemale Jr., F. (2016). Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46(Supl. 1), 83-104. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150016>
- Price, J. R., Velbel, M. A. (2003). Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical Geology*, 202(3-4), 397-416. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2002.11.001>
- Soliani Jr., E. (1986). *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica – Universidade de São Paulo, 417 p. <https://doi.org/10.11606/T.44.1986.tde-15072015-153916>
- Tambara, G. B. (2015). *Gnaisses Piratini: magmatismo de 784 Ma no sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS*. Dissertação (Mestrado). Porto Alegre: Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 52 p. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/10183/133657>>. Acesso em: 1º dez. 2020.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M. (1985). *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford: Blackwell, 312 p.
- Tessari, R. I., Picada, R.S. (1966). Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, RS. *Boletim da Divisão de Fomento à Produção Mineral*, 124(1), 1-147.
- Vazquez, F. M. (1981). Formation of gibbsite in soils and saprolites of temperate-humid zones. *Clay minerals*, 16(1), 43-52. <https://doi.org/10.1180/claymin.1981.016.1.03>
- von Eynatten, H., Barceló-Vidal, C., Pawlowsky-Glahn, V. (2003a). Composition and Discrimination of Sandstones: A Statistical Evaluation of Different Analytical Methods. *Journal of Sedimentary Research*, 73(1), 47-57. <https://doi.org/10.1306/070102730047>
- von Eynatten, H., Barceló-Vidal, C., Pawlowsky-Glahn, V. (2003b). Modelling compositional change: the example of chemical weathering of granitoid rocks. *Mathematical Geology*, 35(3), 231-251. <https://doi.org/10.1023/A:1023835513705>
- von Eynatten, H., Dunkl, I. (2012). Assessing the sediment factory: The role of single grain analysis. *Earth-Science Reviews*, 115(1-2), 97-120. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.08.001>
- von Eynatten, H., Tolosana-Delgado, R., Karius, V. (2012). Sediment generation in modern glacial settings: Grain-size and source-rock control on sediment composition. *Sedimentary Geology*, 280, 80-92. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.008>
- von Eynatten, H., Tolosana-Delgado, R., Karius, V., Bachmann, K., Caracciolo, L. (2016). Sediment generation in humid Mediterranean setting: Grain-size and source-rock control on sediment geochemistry and mineralogy (Sila Massif, Calabria). *Sedimentary Geology*, 336, 68-80. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.10.008>
- Weltje, G. J., von Eynatten, H. (2004). Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology*, 171(1-4), 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.05.007>
- Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30(5), 377-392. <https://doi.org/10.1086/622910>