

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES DE ROCHAS-FONTE, SOLO E
SEDIMENTOS DETRÍTICOS DE PARTE DA BACIA DO RIO PIRATINI:
CONTRIBUIÇÃO AOS ESTUDOS DE PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR**

GUILHERME MADRID PEREIRA

ORIENTADORA – Prof^ª. Dr^ª. Andréa Ritter Jelinek

COORIENTADOR – Prof. Dr. Felipe Guadagnin

Porto Alegre – 2019

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES DE ROCHAS-FONTE, SOLO E
SEDIMENTOS DETRÍTICOS DE PARTE DA BACIA DO RIO PIRATINI:
CONTRIBUIÇÃO AOS ESTUDOS DE PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR**

GUILHERME MADRID PEREIRA

ORIENTADORA – Prof^ª. Dr^ª. Andréa Ritter Jelinek

COORIENTADOR – Prof. Dr. Felipe Guadagnin

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Dr. Eduardo Duarte Marques – Serviço Geológico do Brasil (CPRM) - Divisão de Geoquímica (DIGEOQ)

Dissertação de Mestrado apresentada como requisito parcial para obtenção do Título de Mestre em Geociências.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitora: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Pereira, Guilherme Madrid

Geoquímica de elementos maiores de rochas-fonte, solo e sedimentos detríticos de parte da Bacia do Rio Piratini: Contribuição aos estudos de proveniência sedimentar. / Guilherme Madrid Pereira.

- Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2019.

76 f. il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2019.

Orientadora: Andréa Ritter Jelinek

Co-orientador: Felipe Guadagnin

1. Geoquímica. 2. Geração de sedimentos. 3. Tamanho de grão. 4. Índice Químico de Alteração. 5. Proveniência Sedimentar. I. Título.

CDU 550.4

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sônia Teresinha Duarte de Oliveira

CRB 10/2310

Aos meus avôs, Nelmo e Crecilia.

Agradecimentos

Gostaria de agradecer a todos aqueles que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização deste trabalho, em especial:

Aos meus pais, Itagiba e Silvina, a minha irmã, Darciele, aos meus avós Nelmo e Crecilia, e a meus tios/padrinhos Jorge e Jaqueline, por nunca medirem esforços para me ajudar e por serem a base e fonte de toda a minha vontade de querer seguir em frente sempre e de me superar, dia após dia, independente dos obstáculos. Agradeço também a minha segunda família Ibiritê, Marta e Janaina pela atenção, ajuda e carinho. E as minhas irmãs de alma e coração Brenda Ferreira e Thaís Anversa por todo apoio e cumplicidade, pois mesmo distantes, sempre estão presentes em minha vida.

A minha orientadora, Andréa Jelinek, por me receber na UFRGS e aceitar me orientar, pela amizade e pelas conversas, sempre pertinentes e enriquecedoras, e por todo apoio e solicitude do início ao fim do mestrado.

Ao meu orientador, Felipe Guadagnin, pela orientação, por acreditar em mim e ouvir pacientemente as minhas considerações, compartilhando comigo as suas ideias, conhecimento e experiências e que sempre me motivou. Quero expressar o meu reconhecimento e admiração pela sua competência profissional e minha gratidão pela sua amizade e pela forma humana que conduziu minha orientação entendendo todas as minhas frustrações, medos e sumiços, este ao qual sabemos o porquê, e por todo suporte dado a mim nesse momento, compreendendo tais motivos. Por fim agradeço imensamente a oportunidade de conviver e aprender contigo.

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), pela estrutura e espaço físico disponibilizados. Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGeo), pela oportunidade e pela solicitude de seu pessoal. Aos professores do PPGGeo aos quais tive oportunidade de conviver e por todo conhecimento compartilhado. Agradeço em especial aos técnicos Gilberto Santos (Giba) e a Geóloga Denise Canarim pela ajuda na preparação das amostras e ao meu amigo e professor Felipe Caron pela ajuda no trabalhos de campo. Ao CNPq pela apoio financeiro para realização das análises geoquímicas, através de recursos da chamada Universal MCTI/CNPq nº 01/2016, projeto 432958/2016-9. Aos colegas da Pós-Graduação, pela troca de ideias, pela parceria e pelos campos inesquecíveis, e ao grupo “Te Baja –

Andes 2017” pela amizade e por compartilharem junto comigo uma viagem inesquecível junto aos Andes Centrais.

À Universidade Federal do Pampa (Unipampa), pela estrutura, espaço físico e logística para realização do trabalho de campo, onde agradeço aos professores, técnicos, e em especial aos terceirizados por toda a atenção, respeito e disponibilidade.

E pôr fim aos amigos irmãos que a geologia me proporcionou, Adriano Oliveira, André Ramalho, Edgar Amaral, Giovanni Argenta, Maiara Bettinelli, Nauan Benedet e Sissa Kumaira pela amizade, irmandade, ajuda, confiança, companheirismo e apoio psicológico. Em nome da Mariana Lopes, gostaria de agradecer a toda família Lopes, pela amizade, incentivo e pelos bons momentos vividos em Porto Alegre e por me tratarem como um membro da sua família. E ao CTG Aldeia dos Anjos na pessoa do Paulo Gnoatto, agradeço por todos os ensinamentos, amizade e companheirismo.

A todos vocês, meu respeito e gratidão!

*“Ninguna fuerza abatirá tus sueños,
porque ellos se nutren con su propia
luz. Se alimentan de su propia pasión.”*

Atahualpa Yupanqui

Resumo

O estudo dos processos sedimentares e da forma como a composição é modificada entre rocha, solo e sedimento, é fundamental para compreender os primeiros estágios da evolução dos sedimentos detríticos. Para compreender a inter-relação complexa entre os processos que geram todo o registro sedimentar, são necessários estudos em ambientes atuais. Para avaliar estes processos, foram amostradas rochas-fonte, perfis de alteração e sedimentos detríticos em drenagens do Arroio Santana, onde rochas graníticas pertencentes ao Batólito de Pelotas são expostas em clima subtropical úmido. As amostras foram separadas em oito intervalos granulométricos, variando de seixo a lama. A composição geoquímica destas amostras foi analisada por ICP-EOS. A composição química versus relações de tamanho de grão foi analisada por métodos estatísticos através de diagramas, gráficos de dispersão, análise dos componentes principais e avaliação da estrutura de covariância via análise biplot, está realizada a partir do tratamento dos dados, que consistiu fundamentalmente em transformações de razões log. Os resultados revelam um forte controle do tamanho do grão na composição dos solos e sedimentos, evidenciando a influência do fracionamento geoquímico. A partir do Índice Químico de Alteração foi possível verificar altos valores restritos às frações de grãos finos entre 60 e 86, e valores baixos a moderados entre 57 e 80 em frações finas. A análise forneceu uma descrição da composição e demais processos sedimentares e acredita-se que ela seja de grande valia para a construção de modelos abrangentes de geração de sedimentos em ambientes atuais.

Palavras-chave: Geoquímica; Geração de sedimentos; Tamanho de grão; Índice Químico de Alteração; Proveniência;

Abstract

The study of sedimentary processes and how the composition is modified between rock, soil, and sediment is fundamental to understand the early stages of the debris sediment evolution. To understand the complex interrelationship between the processes that generate the entire sedimentary record, studies in today's environments are needed. To evaluate these processes, source rocks, alteration profiles and detrital sediments were sampled in drainages of Arroio Santana, where granitic rocks belonging to Pelotas Batholith are exposed in a humid subtropical climate. The samples were separated into eight particle size ranges, ranging from pebble to mud. The geochemical composition of these samples was analyzed by ICP-EOS. The chemical composition versus grain-size ratios was analyzed by statistical methods through diagrams, scatter plots, principal component analysis, and covariance structure evaluation via biplot analysis, it is based on the treatment of data, which consisted mainly of transformations, of log reasons. The results reveal a strong control of grain size in the composition of soils and sediments, showing the influence of geochemical fractionation. From the Chemical Index of Alteration it was possible to verify high values restricted to fine grain fractions between 60 and 86, and low to moderate values between 57 and 80 in fine fractions. The analysis provided a description of the composition and other sedimentary processes and is believed to be of great value for the construction of comprehensive sediment generation models in today's environments.

Keywords: Geochemistry; Sediment generation; Grain-size; Chemical Index of Alteration; Provenance;

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	12
1.1 Objetivos	13
1.2 Localização e Acesso	14
1.3 Aspectos Fisiográficos	16
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	16
2.1 Geologia Local	21
3 MATERIAIS E MÉTODOS	23
3.1 Levantamento da bibliografia	23
3.2 Análise de imagens de satélite, cartas topográficas e mapas.....	23
3.3 Compilação e integração de dados SIG.....	23
3.4 Trabalho de campo e amostragem	24
3.5 Preparação das amostras:	26
3.5.1 Rocha:.....	26
3.5.2 Solo e sedimento:	27
3.6 Análises geoquímicas	30
3.6.1 Espectroscopia de Emissão Óptica com plasma Indutivamente Acoplado – ICP-EOS	31
3.7 Integração e interpretação dos dados.....	32
3.7.1 Índices de intemperismo químico.....	32
3.7.1.1 Índice Químico de Alteração	33
3.7.1.2 Diagrama ternário (A-CN-K).....	35
3.7.2 Métodos estatísticos	36
3.7.2.1 Análise de componentes principais e/ou biplot	37
REFERÊNCIAS	39
ARTIGO SUBMETIDO	50
ANEXOS	74
ANEXO A – Carta de submissão do artigo a Revista Geologia USP. Série Científica	74
ANEXO B – Tabelas	75

Sobre a estrutura desta dissertação:

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de um artigo científico submetido a revista Geociências USP – Série Científica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo” e, conseqüentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

- a) Introdução compreendendo as considerações iniciais, justificativa e importância desta pesquisa, objetivos gerais e específicos, caracterização da área de estudo, contexto geológico e por fim materiais e métodos.
- b) Artigo submetido a revista Geociências USP – Série Científica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, intitulado “Composição de elementos maiores de rochas-fonte, solos e sedimentos derivados de rochas graníticas em clima subtropical úmido: contribuição aos estudos de proveniência sedimentar” que apresenta os resultados e conclusões desta pesquisa.
- c) Anexos compreendendo a carta de submissão do artigo; e as tabelas complementares contendo os dados das análises químicas realizadas.

1 INTRODUÇÃO

No ciclo sedimentar, a composição química das rochas fonte controla em primeira ordem a composição dos sedimentos detríticos, que pode ser modificada por processos físicos e químicos desde a sua produção na área fonte até o soterramento definitivo na bacia deposicional (e.g., FOLK; ANDREWS; LEWIS, 1970; DICKINSON, 1985; JOHNSON, 1993; WELTJE; VON EYNATTEN, 2004; ALLEN, 2008; ALLEN; ALLEN, 2005; BOGGS JR, 2009; NICHOLS, 2009; GARZANTI; ANDÒ; VEZZOLI, 2009; GUADAGNIN, 2011; GARZANTI, 2016).

As modificações podem ser pré-deposicionais (desde a sua produção na área fonte e ao longo das rotas de transporte), sin-deposicionais (no ambiente deposicional) e/ou pós-deposicionais (diagêneticas; e.g., JOHNSON, 1993; GARZANTI, 2016). O clima define a intensidade dos processos físicos e/ou químicos; enquanto o ambiente tectônico da área fonte e da bacia deposicional define as taxas de soerguimento/erosão e subsidência, respectivamente; que por sua vez determinam os gradientes topográficos e de declividade. Esses controlam o tempo de duração dos processos e as distâncias de transporte (JOHNSON, 1993).

O ambiente tectônico da bacia deposicional define as taxas de soterramento, que influenciam as modificações pós-deposicionais (JOHNSON, 1993). Além dessas modificações, a mistura de sedimentos de diferentes fontes ao longo das rotas de transporte também pode modificar a composição de um sedimento (e.g., DICKINSON; SUCZEK, 1979; JOHNSON, 1993; VON EYNATTEN; DUNKL, 2012). Essa complexa interação entre processos químicos e físicos define em grande parte a composição dos sedimentos detríticos em sistemas naturais terrestres. Trabalhos recentes demonstram ainda que, a variabilidade na composição de um sedimento também é fortemente determinada pelo tamanho de grão do sedimento (JOHNSON, 1993; WELTJE; VON EYNATTEN, 2004; GARZANTI *et al.*, 2011; BLOEMSMA *et al.*, 2012; VON EYNATTEN; TOLOSANA-DELGADO; KARIUS, 2012; VON EYNATTEN *et al.*, 2015).

Para a compreensão da inter-relação entre os processos naturais que levam a geração e evolução de sedimentos detríticos, e para a quantificação da influência de cada processo no produto final, são necessários estudos em ambientes atuais onde as diversas variáveis principais podem ser controladas e cada processo pode ser avaliado quantitativamente (e.g., BASU, 1976; VALLONI, 1985; WELTJE, 2002; VON

EYNATTEN; BARCELÓ-VIDAL; PAWLOWSKY-GLAHN, 2003a, 2003b; VON EYNATTEN; TOLOSANA-DELGADO, 2011; VON EYNATTEN; TOLOSANA-DELGADO; KARIUS, 2012; VON EYNATTEN *et al.*, 2015).

A comunidade internacional tem despendido esforços para a determinação da influência de fatores como: tamanho de grão, composição litológica das rochas fonte, clima, processos erosivos e de modificação durante o transporte, mistura de fontes distintas e modificações no ambiente deposicional. A partir disso, busca-se/objetiva-se pela construção de modelos empíricos que permitam quantificar a influência de tais fatores em sedimentos e rochas sedimentares de gênese desconhecida (e.g., HEINS, 1993, 1995; WELTJE, 2002, 2012; WELTJE; VON EYNATTEN, 2004; GARZANTI; ANDÒ; VEZZOLI, 2009, GARZANTI, E. *et al.*, 2011; CARACCILO *et al.*, 2012; VON EYNATTEN; BARCELÓ-VIDAL; PAWLOWSKY-GLAHN, 2003a, 2003b, VON EYNATTEN; TOLOSANA-DELGADO; KARIUS, 2012, VON EYNATTEN *et al.*, 2015; KRIPPNER *et al.*, 2015; entre outros).

A partir da análise das possíveis rochas fonte nos diversos contextos climáticos, geomorfológicos e hídricos, e nos variados ambientes deposicionais e diagenéticos, é possível criar modelos matemáticos que permitem a determinação quantitativa dos parâmetros que controlam a composição de sedimentos detríticos (WELTJE, 2012). Esses modelos permitem a predição da composição de sedimentos, tornando mais robusta e realista a análise de proveniência sedimentar em situações onde as variáveis são desconhecidas, como em sequências sedimentares antigas (WELTJE, 2012; VON EYNATTEN; TOLOSANA-DELGADO; KARIUS, 2012; VON EYNATTEN *et al.*, 2015).

1.1 Objetivos

Esta dissertação tem por objetivo entender os processos de geração e evolução de sedimentos detríticos derivados de rochas ígneas graníticas em regiões de clima subtropical úmido, para compreender e descrever quantitativamente a influência de cada processo na produção e evolução dos sedimentos detríticos. Para isso, escolheu-se a área piloto da sub-bacia Arroio Santana, Bacia Hidrográfica do Rio Piratini.

Os objetivos específicos foram: i) determinar os processos de intemperismo que afetam as rochas fonte no ambiente de intemperismo sob clima subtropical úmido;

ii) determinar o grau de modificação e mistura da composição detrítica durante os processos de erosão e transporte; ii) determinar os processos de modificação da composição de sedimentos depositados em planícies aluviais; e iv) contribuir com dados empíricos para a construção do modelo de geração e evolução de sedimentos.

1.2 Localização e Acesso

A área de estudo da sub-bacia Arroio Santana, pertencente a Bacia Hidrográfica do Rio Piratini (BHP) (Figura 1) e localiza-se no município de Cerrito, que está incluído na metade sul do Estado do Rio Grande do Sul (RS) na microrregião Pelotas, mesorregião Sudeste Rio-grandense (IBGE, 2016, 2017). A área de estudo está localizada a aproximadamente 315 km de Porto Alegre. O acesso pode ser realizado a partir de Porto Alegre pela rodovia BR-116 até o entroncamento com a BR-293. Seguindo até o km 42 da BR-293 sentido Capão do Leão - Pinheiro Machado, entre às localidades de Alto Alegre (mE 326.620 – mS 6.488.079 - Zona 22S) e Passo do Santana (mE 334.187 – mS 6.486.902 – Zona 22S). Estradas vicinais levam até as localidades onde os pontos foram amostrados, chamados de Santana, Bojuru e Freire (Figura 1c). A sub-bacia analisada pertence a BHP (Figura 1b), que está incluída na Bacia Hidrográfica Mirim-São Gonçalo, englobando parte dos municípios de Pedro Osório, Cerrito, Canguçu, Piratini e Pinheiro Machado e cujo substrato é composto essencialmente por rochas graníticas da Suíte Pinheiro Machado e Dom Feliciano.

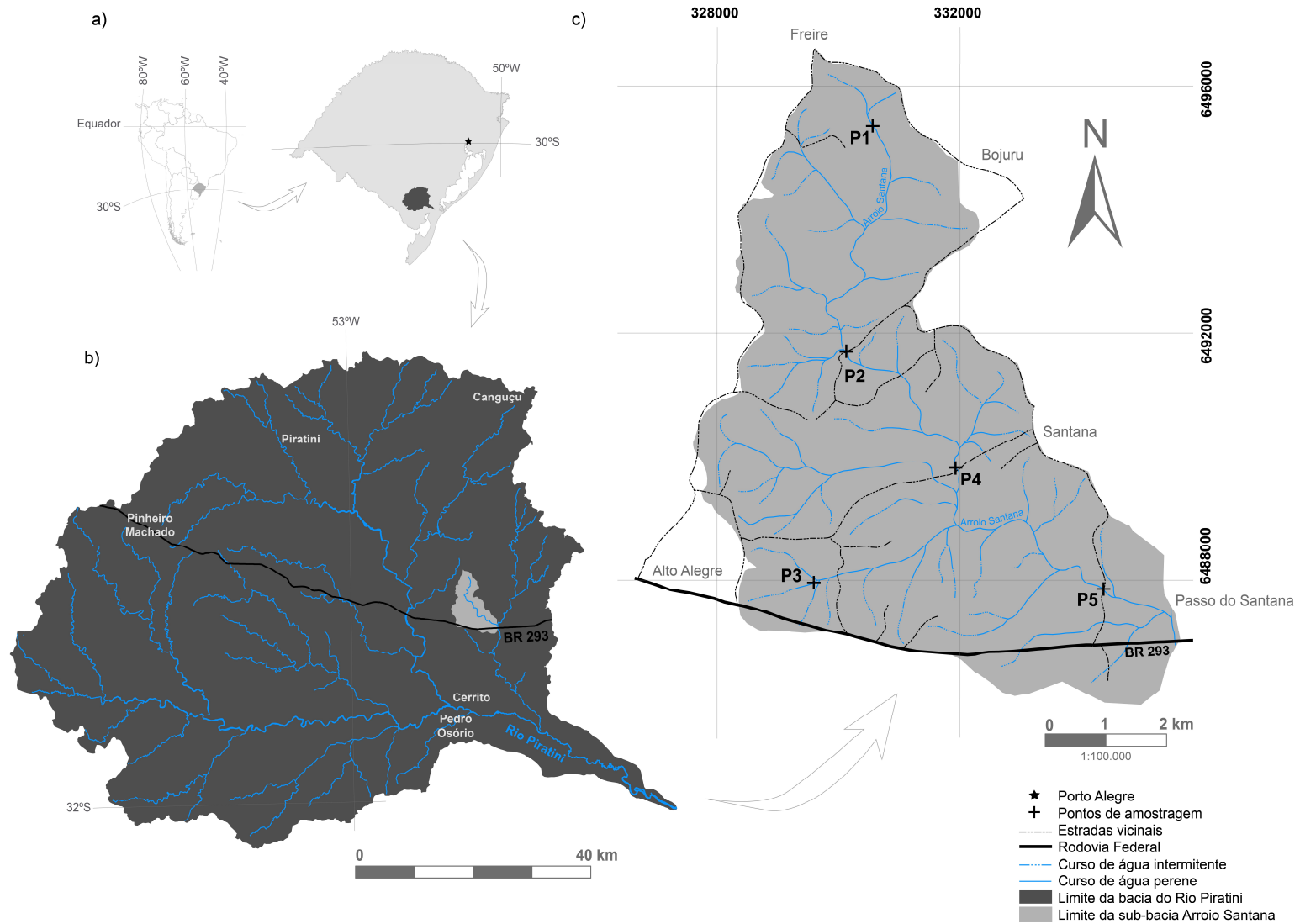


Figura 01. Localização da área de estudo, em a) Bacia Hidrográfica do Rio Piratini no contexto do estado do RS; b) Bacia Hidrográfica do Rio Piratini com a localização da sub-bacia Arroio Santana; e c) detalhe da sub-bacia Arroio Santana, com as localidades e pontos amostrados. Fonte: Autor, extraído e modificado de Hasenack e Weber (2010).

1.3 Aspectos Fisiográficos

A área de estudo está localizada na região sul do RS na Campanha Gaúcha (CRUZ, 2019a), tendo sua área compreendida pelas regiões fitoecológicas: Floresta Estacional Semidecidual, Floresta Estacional Decidual e Estepe (CORDEIRO; HASENACK, 2009) com vegetação típica do Bioma Pampa (IBGE, 2003, 2004; CRUZ, 2019a). O clima na área de estudo está situado na zona subtropical, com clima chuvoso, verão quente, inverno frio e precipitações pluviométricas bem distribuídos durante todo o ano (RAMGRAG; WILDNER, 1999). Apresenta clima mesotérmico úmido pela classificação de Köppen (RIO GRANDE DO SUL, 2019). A temperatura média no município de Cerrito entre os anos de 1971 a 2000 é de 18,2°C, sendo janeiro o mês mais quente, com temperatura média de 23,6°C, e julho o mês mais frio, com temperatura média de 13°C segundo dados da (EMBRAPA, 2019). Em média, ocorrem geadas em 23,9 dias do inverno e a umidade relativa do ar média anual é de 81%, e a precipitação pluviométrica anual é de 1.327 mm. A precipitação é maior nas estações de inverno e verão e menor nas estações de outono e primavera (EMBRAPA, 2019). Os solos armazenados na área de estudo são do tipo litólicos distróficos (neossolo litólicos) e podzólico vermelho-amarelo distrófico (argissolos vermelho-amarelo) (IBGE, 2002) e ocorrem com espessuras rasas (poucos centímetros) a profundas (poucas dezenas de metros), com regiões onde existe exposição de blocos rochosos elevados, onde a cobertura de solo é ausente (CUNHA; SILVEIRA, 1996; CUNHA *et al.*, 1997).

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A porção meridional da Província Mantiqueira (ALMEIDA *et al.*, 1977) no Estado do Rio Grande do Sul é representada pelo Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG), como denominação de caráter regional que abrange as áreas de ocorrência do Cinturão Dom Feliciano (FRAGOSO-CESAR, 1980) e do Cráton Rio de La Plata (ALMEIDA *et al.*, 1973; FRAGOSO-CESAR; SOLIANI JÚNIOR, 1984). Chemale Júnior (2000) e Hartmann, Chemale Júnior e Philipp (2007) caracterizam o ESRG como uma compartimentação de blocos limitados por grandes falhamentos regionais de direção NE-SW e NW-SE, cuja colagem orogênica foi concluída ao final do Ciclo Brasileiro, na passagem do Neoproterozóico para o Eopaleozóico.

As quatro unidades geotectônicas (Figura 2) classicamente descritas no ESRG são: Bloco Taquarembó, composto principalmente por um substrato paleoproterozóico, intrudidas por unidades litológicas mais novas; e os demais domínios internos do escudo, eminentemente neoproterozóicos, são o Terreno São Gabriel; Terreno Tijucas; e o Batólito Pelotas, que respectivamente seriam os domínios oeste, central e leste do Cinturão Dom Feliciano na concepção de Fernandes *et al.* (1995b). Cruz (2019a) descreve um quinto domínio geotectônico no interior do ESRG, denominado Terreno Jaguarão conforme ilustrado na (Figura 2).

Espressas camadas sedimentares com vulcanismo associado recobrem boa parte da porção central do ESRG, formando a Bacia do Camaquã no intervalo dos períodos Ediacarano (635 a 541 Ma; COHEN *et al.*, 2013) ao Ordoviciano Inferior (485 a 470 Ma; COHEN *et al.*, 2013), sendo a origem da bacia vinculada as fases finais de construção do Cinturão Dom Feliciano, na transição do regime transcorrente extensional ao colapso do orógeno (FRAGOSO-CESAR, 1984; CHEMALE JÚNIOR; BABINSKI, 1995; PAIM; CHEMALE JÚNIOR; LOPES, 2000; HARTMANN; SCHNEIDER; MCNAUGHTON, 2008).

O **Terreno Taquarembó** descrito por Hartmann (1998) está localizado na porção sudoeste do ESRG, é limitado a norte pelo Lineamento Ibaré (ou Sistema de Falhas Ibaré-Tigre, de CAMOZZATO; LOPES; PHILIPP, 2017); ao leste pela Anomalia Magnética de Caçapava, também denominada de Sutura Magnética de Caçapava (COSTA *et al.*, 1995; FERNANDES *et al.*, 1995a, 1995b) ou Sistema de Falhas Irapuá - Passo dos Enforcados (CAMOZZATO; LOPES; PHILIPP, 2017); a oeste e a sul é recoberto pelas rochas da Bacia do Paraná (CRUZ, 2019a). O principal subdomínio deste terreno é o Complexo Granulítico Santa Maria Chico (NARDI; HARTMANN, 1979), remanescentes do Cráton Rio de La Plata, parcialmente retrabalhados durante a orogenia Brasileira Pan-africana (HARTMANN *et al.*, 1999; HARTMANN; PORCHER; REMUS, 2000; SOLIANI JÚNIOR; KOESTER; FERNANDES, 2000; HARTMANN; CHEMALE JÚNIOR; PHILIPP, 2007;), composto por rochas infracrustais, com predomínio de granulitos máficos e félsicos, mármore, gnaisses, paragneisses, rochas calcissilicatadas. Idades SHRIMP em zircões definem a idade dos protólitos do complexo granulítico como paleoproterozóica (2.366 ± 8 Ma e 2.489 ± 6 Ma; U/Pb SHRIMP, (HARTMANN; SCHNEIDER; MCNAUGHTON, 2008), com metamorfismo entre 2.2 - 2.0 Ga (HARTMANN, 1998; HARTMANN *et al.*, 1999, HARTMANN; PORCHER; REMUS, 2000).

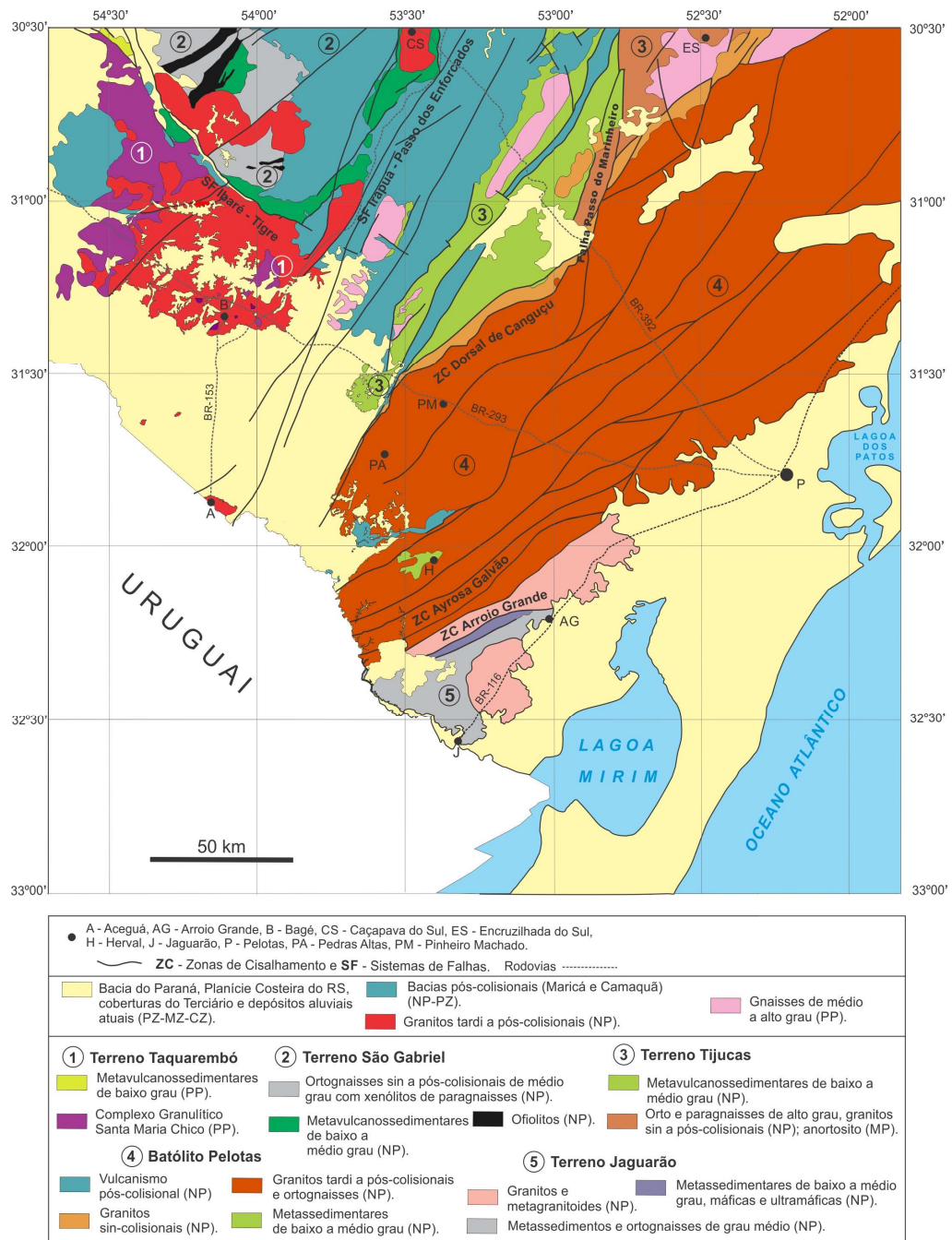


Figura 2. Unidades geotectônicas do Escudo Sul-Rio-Grandense. Fonte: Extraído e modificado de Cruz (2019a).

O **Terreno São Gabriel** outrora denominado de Cinturão Vila Nova por Chemale Júnior e Babinski (1995), está localizado na porção noroeste do ESRG, é limitado ao sul pelo Lineamento Ibaré (ou Sistema de Falhas Ibaré – Tigre, de CAMOZZATO; LOPES; PHILIPP, 2017); ao leste pela Anomalia Magnética de Caçapava, também denominada de Sutura Magnética de Caçapava (COSTA *et al.*, 1995; FERNANDES *et al.*, 1995a, 1995b) ou Sistema de Falhas Irupuaá - Passo dos Enforcados (CAMOZZATO; LOPES; PHILIPP, 2017); ao oeste e ao norte é recoberto

pelas rochas da Bacia do Paraná (CRUZ, 2019a). Parte da região setentrional do terreno está recoberto pelas formações vulcanossedimentares da Bacia do Camaquã. O Terreno São Gabriel é composto pela intercalação de complexos ofiolíticos com um amplo magmatismo juvenil, que evoluiu a partir de uma sequência de arcos (intra-oceânico e continental), com idades entre 860 e 680 Ma (BABINSKI *et al.*, 1997; LEITE *et al.*, 1998; PHILIPP *et al.*, 2002; e HARTMANN *et al.*, 2011).

O **Terreno Tijucas** com sua forma alongada segundo NE, é formado principalmente por núcleos de metagranitoides paleoproterozóicos e supracrustais metavulcanossedimentares do Neoproterozóico (CRUZ, 2019a). É limitado a leste com o Batólito Pelotas, e ocorre ao longo da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (FERNANDES; TOMMASI; PORCHER, 1992; FERNANDES *et al.*, 1995a, 1995b; PHILIPP; MACHADO, 2005). Seu limite oeste é marcado pela Anomalia Magnética de Caçapava, também denominada de Sutura de Caçapava (COSTA *et al.*, 1995, FERNANDES *et al.*, 1995a, 1995b) ou Sistema de Falha Irapuá – Passo dos Enforcados (CAMOZZATO; LOPES; PHILIPP, 2017). E na sua continuidade para norte é recoberto pela Bacia do Paraná. Ao longo de seu território o Terreno Tijucas intercala suas exposições com as coberturas sedimentares da Bacia do Camaquã, que recobrem totalmente o terreno a oeste (CRUZ, 2019a). As principais unidades reconhecidas são: os complexos Encantadas (CHEMALE JÚNIOR, 2000; PHILIPP *et al.*, 2002) e Vigia (CAMOZZATO; PHILIPP; CHEMALE JÚNIOR, 2013), que consistem em núcleos de embasamento ortoderivado paleoproterozoico aflorantes na forma de antiformes de larga escala nos domos de Santana da Boa Vista e da Vigia; o Metagranito Seival período Estateriano (1.8 a 1.6 Ga; COHEN *et al.*, 2013) e o Anfibólito Tupi Silveira período Calimíniano (1.6 a 1.4 Ga; COHEN *et al.*, 2013), ocorrendo na transição do Paleoproterozoico para o Mesoproterozoico de forma intrusiva no Complexo Vigia (CAMOZZATO; PHILIPP; CHEMALE JÚNIOR, 2013); e o Complexo Porongos (CARVALHO, 1932; JOST; BITTENCOURT, 1980; SAALMANN *et al.*, 2005), unidade mais recente (Neoproterozoico) formada por rochas metavulcânicas e metassedimentares.

O **Batólito Pelotas** conforme definido por Fragoso-Cesar *et al.*, (1986) constitui um bloco alongado de direção nordeste que ocupa a região leste do ESRG, limitado a oeste pela Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu ou Sutura de Porto Alegre e, a leste, encoberto pelos sedimentos da Planície Costeira (CRUZ, 2019a). O Batólito de Pelotas é a porção central de uma província granítica com cerca de 800 km de

comprimento e largura média de 150 km, com sua porção norte se estendendo para o estado de Santa Catarina (Batólito Florianópolis) e porção sul para o Uruguai (Batólito Aiguá). Diversos trabalhos caracterizam o Batólito de Pelotas como um complexo plutônico polifásico e multi-intrusivo gerado durante a colisão do Cráton Rio de La Plata com os crátons africanos do Congo e Kalahari (FRAGOSO-CESAR *et al.*, 1986; FRANTZ; REMUS, 1986; SOLIANI JÚNIOR, 1986; FIGUEIREDO; FRAGOSO-CESAR; KRONBERG, 1990; PHILIPP, 1990). O Batólito de Pelotas se divide em suítes ígneas com idades entre 640 e 550 Ma (SOLIANI JÚNIOR, 1986; KOESTER, 1995; BABINSKI *et al.*, 1997; VASQUEZ, 1997; HARTMANN; PORCHER; REMUS, 2000; PHILIPP; MACHADO, 2005), com a colocação e transporte dos seus plútons diretamente relacionados à ação de zonas de cisalhamento de caráter regional (FERNANDES; TOMMASI; PORCHER, 1992; FERNANDES *et al.*, 1992; CHEMALE JÚNIOR; BABINSKI, 1995; CHEMALE JÚNIOR, 2000; PHILIPP *et al.*, 2002; PHILIPP; MACHADO; CHEMALE JÚNIOR, 2003; PHILIPP; MACHADO, 2001, 2005). As assembleias graníticas nesta unidade foram geradas durante extenso retrabalhamento crustal neoproterozoico dos gnaisses do embasamento (MANTOVANI; HAWKESWORTH; BASEI, 1987; BABINSKI *et al.*, 1997; HARTMANN *et al.*, 1999; SILVA *et al.*, 2005), onde parte deste aflora na forma de grandes fragmentos e xenólitos de rochas gnáissicas, de formas e dimensões variadas, englobados nos Gnaisses Piratini com idade em torno de 780 Ma (TAMBARA, 2015). Ocorrências de rochas neoproterozoicas juvenis também são identificadas no âmbito do batólito (BITENCOURT; NARDI, 2000; HARTMANN; PORCHER; REMUS, 2000; PHILIPP; MACHADO, 2005; HARTMANN; CHEMALE JÚNIOR; PHILIPP, 2007); rochas ígneas máficas a intermediárias intrusivas, que incluem o Gabro Passo da Fabiana (FRAGOSO-CESAR, 1991) e o Diorito Capim Branco (WILDNER; RAMGRAB, 1994); rochas peralcalinas, como o Granito Bela Vista (PHILIPP, 1991; PHILIPP; PIMENTEL; CHEMALE JÚNIOR, 2016); e rochas vulcânicas e sub-vulcânicas ácidas, que ocorrem como pequenos platôs, como no Cerro Chato (557 Ma), ou como enxame de diques, como os riolitos Aspereza (550 Ma) e Ana Dias (582 Ma). Para Philipp e Machado (2001) a unidade está constituída por associações de rochas graníticas que foram subdivididos em seis suítes graníticas: Suíte Intrusiva Pinheiro Machado, Suíte Intrusiva Erval, Suíte Intrusiva Viamão, Suíte Granítica Dom Feliciano, Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul e Suíte Granítica Cordilheira.

O **Terreno Jaguarão** abrange uma sucessão de rochas metassedimentares, metamáficas e metaultramáficas com resquícios do embasamento cristalino (ortognaisses e metagranitos), intrudida por granitos (IGLESIAS, 2018a, 2018b; CRUZ *et al.*, 2017). A unidade está limitada a norte pelo Batólito Pelotas, a leste está recoberta pelos sedimentos recentes da Planície Costeira e a oeste pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná (CRUZ, 2019a). No seu interior ocorrem localmente capeamentos de rochas vulcânicas ácidas a intermediárias, da Formação Jaguarão do Grupo Serra Geral, indicando que boa parte do Terreno Jaguarão esteve recoberto por derrames vulcânicos da Bacia do Paraná. As principais estruturas delimitadoras do Terreno Jaguarão são as zonas de cisalhamento Arroio Grande e Ayrosa Galvão, localizadas no limite norte-noroeste do domínio (CRUZ *et al.*, 2017; CRUZ, 2019a).

2.1 Geologia Local

A área de estudo está incluída na Suíte Pinheiro Machado definida por Fragoso-Cesar *et al.*, (1986), ou Granitos de Fase 1 (FRANTZ; REMUS, 1986) ou também denominada como Complexo Granítico-Gnáissico Pinheiro Machado (FRAGOSO-CESAR, 1991). Constitui a unidade com maior volume de rochas no Batólito Pelotas ou Domínio Oriental do ESRG (PHILIPP, 1998), compondo uma faixa de direção aproximada NE de formato irregular e largura variável, com grande quantidade de intrusões de corpos graníticos de suítes mais jovens (CRUZ, 2019a). Sendo formada por granitóides de composição granodiorítica a monzogranítica, com termos tonalíticos dioríticos e quartzo-dioríticos mais subordinados (PHILIPP, 1998), juntamente com um amplo grupo de xenólitos de rochas gnáissicas e migmatíticas. (CHEMALE JÚNIOR, 2000; PHILIPP; PIMENTEL; CHEMALE JÚNIOR, 2016).

Os levantamentos geoquímicos realizados na Suíte Pinheiro Machado (e.g. PHILIPP, 1990; FIGUEIREDO; FRAGOSO-CESAR; KRONBERG, 1990; MESQUITA; GOMES, 1991; FRANTZ; NARDI, 1992; PHILIPP, 1998; PHILIPP *et al.*, 2002) indicam um caráter cálcio-alcálico de médio a alto-K da fase sin-colisional com idades entre 630 e 610 Ma para os granitóides e para os xenólitos de aproximadamente 780 Ma (SILVA *et al.*, 1999; TAMBARA, 2015). Possuindo ainda uma afinidade metaluminosa a fracamente peraluminosa, com assinaturas geoquímicas compatíveis com as encontradas em granitoides gerados em ambiente de arco magmático (PHILIPP; MACHADO, 2005). Estruturalmente, a suíte é afetada por dois eventos deformacionais: evento deformacional D1, correspondente às zonas de cisalhamento

dúcteis sub-horizontais, e o evento deformacional D2, relacionado às zonas de cisalhamento dúcteis subverticais (PHILIPP; MACHADO, 2005). Alguns trabalhos de geocronologia foram feitos nas rochas da Suíte Pinheiro Machado e forneceram idades entre 630 e 600 Ma e idades modelo do Meso ao Paleoproterozoico (e.g. BABINSKI *et al.*, 1997; SILVA *et al.*, 1999; PHILIPP *et al.*, 2002; LOUREIRO *et al.*, 2015; CRUZ, 2019a).

Todos os pontos onde foram coletadas amostras de rocha, solo e sedimento neste trabalho pertencem a esta suíte, conforme ilustra a (Figura 3).

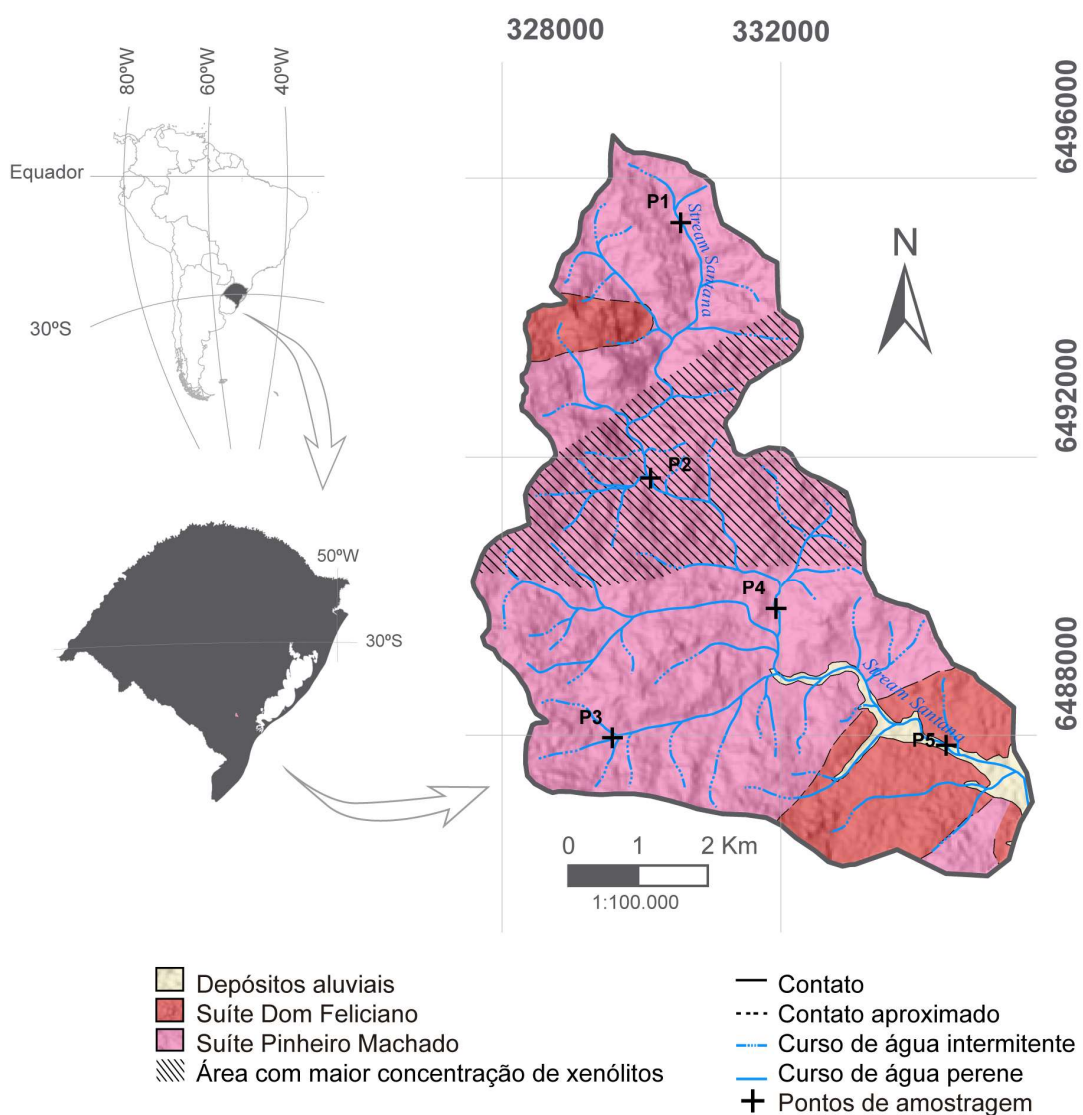


Figura 3. Mapa geológico da área de estudo. Extraído e modificado de Hasenack e Weber (2010), Cruz (2019a) e Explorer (2019).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Levantamento da bibliografia

O levantamento bibliográfico é entendido como condição contínua e de suma importância estando presente em todas as etapas desta pesquisa. Dessa maneira, o estudo consistiu-se em um levantamento e uma compilação de dados bibliográficos referentes ao tema escolhido com o objetivo de obter embasamento teórico sobre técnicas, conceitos, modelos, assim como informações geológicas da área de estudo e da evolução do pensamento científico.

3.2 Análise de imagens de satélite, cartas topográficas e mapas

A análise de imagens de satélite foi realizada na etapa pré-campo com o objetivo de identificar previamente o arcabouço geológico e seus principais acessos, assim como para selecionar as áreas a serem visitadas na etapa de campo. As imagens de satélite utilizadas foram obtidas através do *Earth Explorer® - United States Geological Survey* (EXPLORER, 2019) sendo imagens do sensor *Landsat 8* e do *Google Earth Pro®* (GOOGLE EARTH PRO, 2019). Também foram reunidas as cartas topográficas confeccionadas pelo Serviço Geográfico do Exército (SGE) - Diretoria de Serviço Geográfico (DSG) – 1º Centro de Geoinformação (CGEO) com escala de 1:50.000 que abrangem a área estudada, folhas Freire (SH-22-Y-C-VI-1) e Passo das Pedras de Cima (SH-22-Y-C-VI-2) extraídas do Banco de Dados Geográficos do Exército (BDGEx) versão 4.0 e obtidas gratuitamente em (BRASIL, 2019) e os Mapas geológicos georreferenciados e arquivos *shapefile* do Projeto Sudeste do Rio Grande do Sul – Carta Geológica Pedro Osório (SH.22-Y-C-VI) na escala 1:100.000 (CRUZ, 2019b) e Mapa de Integração de Cartografia Geológica do mesmo projeto na escala 1:250.000 (CRUZ, 2019c) e obtidas gratuitamente em (CPRM, 2019).

3.3 Compilação e integração de dados SIG.

Os dados compilados da bibliografia e adquiridos no presente trabalho foram integrados sob a forma de banco de dados georreferenciados, com o auxílio do software *ArcGis 10.6.1* (ESRI, 2017). Os dados contidos no banco de dados são: a) Base cartográfica com os principais acessos obtidos em (HASENACK; WEBER,

2010); b) Imagens orbitais do sensor *LandSat* 8; b) Imagens de radar sensor SRTM; c) Arquivos vetoriais; d) Mapa geológico georreferenciado e arquivos *shapefile* da carta geológica Pedro Osório (SH.22-Y-C-VI) na escala 1:100.000 extraídos de Cruz (2019b); e) Cartas topográficas confeccionadas pelo SGE – DSG - CGEO, folha Pedro Osório (SH-22-Y-C) na escala 1:250.000 e as Folhas Freire (SH-22-Y-C-VI-1) e Passo das Pedras de Cima (SH-22-Y-C-VI-2) na escala 1:50.000 extraídas do BDGEx; e f) Pontos do levantamento de campo.

3.4 Trabalho de campo e amostragem

A campanha de campo teve por objetivo realizar a descrição das rochas fonte, perfis de alteração, depósitos sedimentares e coleta de amostras. A localização espacial dos pontos analisados foi realizada através de Sistema de Posicionamento Global por Satélite (GPS), utilizando o sistema de projeção Universal Transversa de Mercator (UTM) no *Datum South American Datum* 1969 (SAD-69) encontram-se na tabela 1.

Tabela 01. Pontos de amostragem e tipologia de amostras coletadas. As coordenadas estão expressas na Projeção Universal Transversa de Mercator UTM, datum South American Datum 1969 (SAD-69) zona 22 Sul.

Ponto	Coordenadas		Tipos de amostras coletadas		
	mE	mS	Rocha	Solo	Sedimento
P1	330.564	6.495.358	P1R1	P1Soil	P1Sed
			P1R2		
P2	330.130	6.491.697	P2R1	P2SoilA	P2Sed
			P2R2	P2SoilB	
P3	329.595	6.487.954	P3R1	P3Soil	P3Sed
			P3R2		
P4	331.929	6.489.816	P4R1	P4Soil	P4Sed
			P4R2		
P5	334.368	6.487.855	-	P5Dep	P5Sed
Total			8	6	5

A coleta foi realizada com o objetivo de obter amostras representativas das rochas fonte, dos perfis de alteração *in situ*, e dos sedimentos que ocorrem nas drenagens de 1ª ordem da sub-bacia do Arroio Santana (Figura 1). Foram coletadas

amostras em cinco pontos conforme ilustrado na tabela 1, totalizando 19 amostras. Os locais de amostragem P1 a P4 ocorrem em regiões onde predominam processos erosivos. Nessas áreas foram coletadas amostras de rocha-fonte (Figura 5a), solo não-transportado (Figura 5b) e sedimento detrítico (Figura 5c). Os pontos de amostragem P1 e P3 estão localizados na posição mais a montante (Figura 4), localizados em drenagens de 1ª ordem. Os pontos de amostragem P2 e P4 se localizam a jusante de P1, sendo P2 em uma drenagem de 2ª ordem e P4 em uma drenagem de 3ª ordem, na mesma sub-bacia. No ponto de amostragem P5, ocorre predomínio de processos de deposição (Figura 5e). Nesse local a drenagem é de 3ª ordem e se localiza na posição mais a jusante dentre as amostras coletadas (Figura 5). Nesse local, ocorrem depósitos recentes de areia e terraços fluviais (Figura 5d). Foram coletados aproximadamente 10kg por amostra de solo e sedimento.

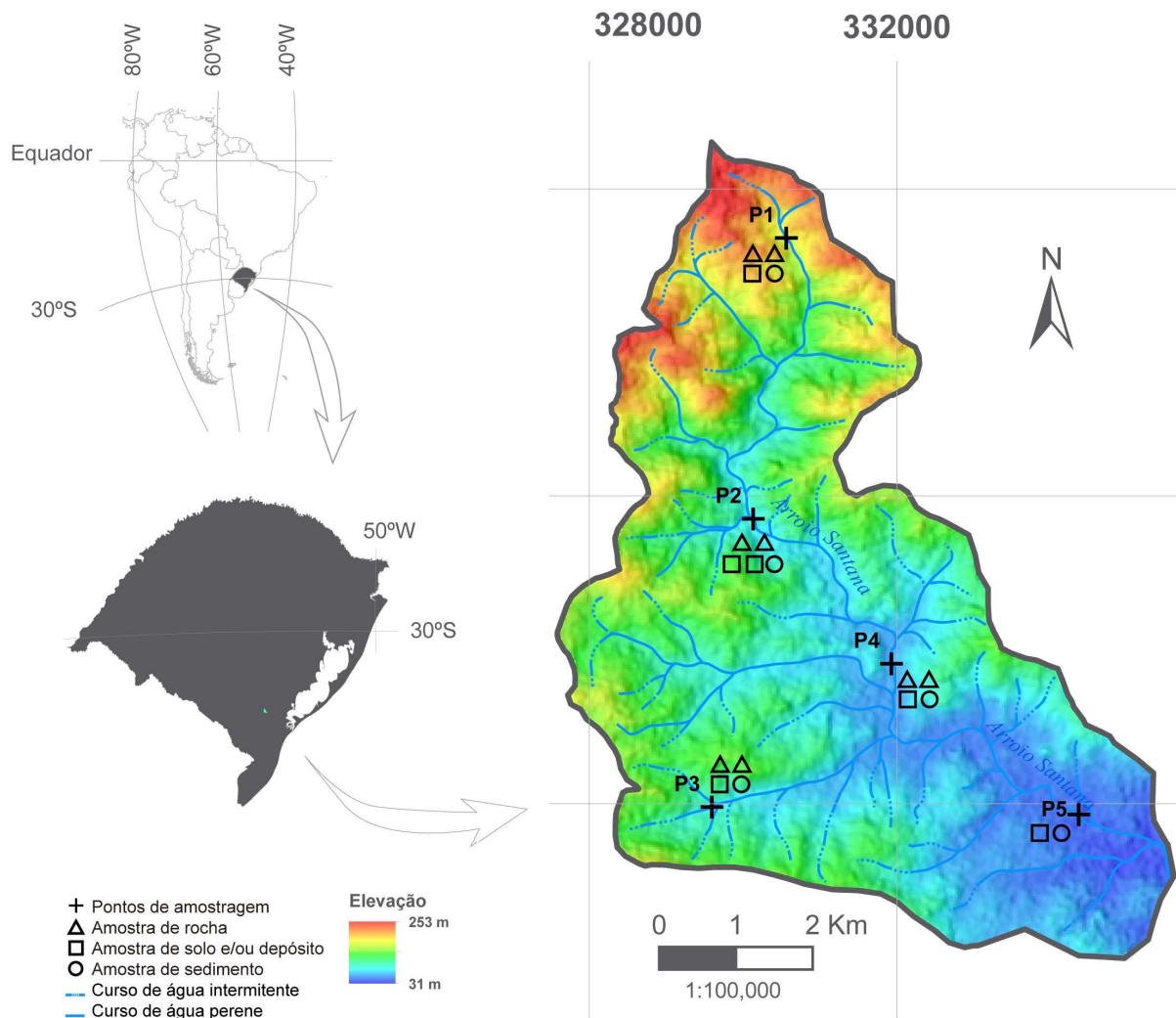


Figura 4. Mapa altimétrico da área de estudo e dos pontos de amostragem. Modificado de Hasenack e Weber (2010), Cruz (2019a) e Explorer (2019).

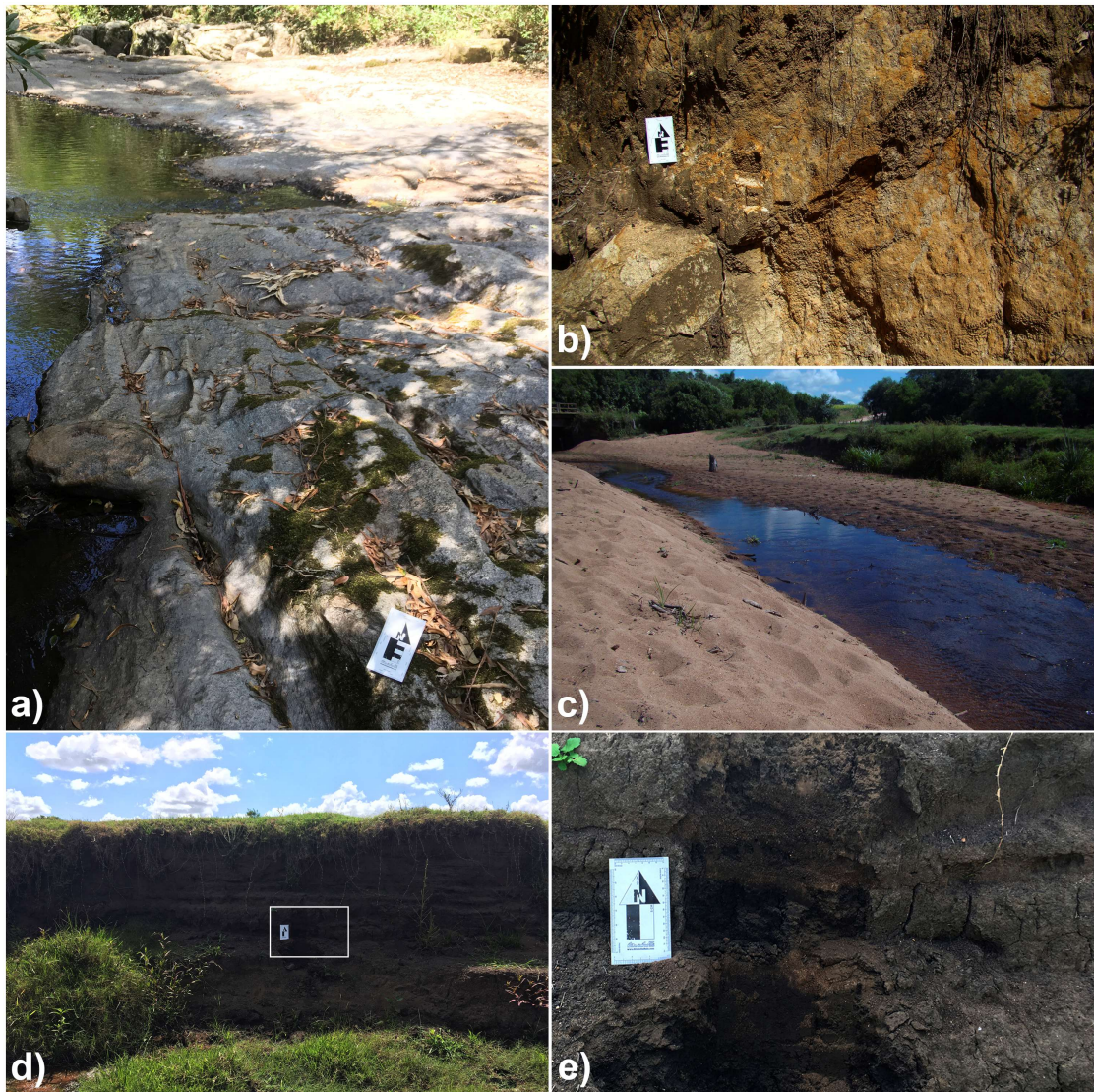


Figura 5. Imagens da área de estudo apresentando os locais e tipos de amostra coletados para análise. Em a) um afloramento rochoso (P4); b) perfil de solo não-transportado (P2); c) sedimento detrítico à jusante da sub-bacia Arroio Santana (P5); d) um terraço fluvial (P5); e por fim; em e) o processo de deposição (P5).

3.5 Preparação das amostras:

As amostras foram preparadas de acordo com o tipo de material coletado, conforme descrito abaixo:

3.5.1 Rocha:

As amostras selecionadas para análise geoquímica foram preparadas no Núcleo de Preparação de Amostras do Laboratório de Preparação de Amostras do

Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do Instituto de Geociências da UFRGS.

As rochas foram trituradas em fragmentos de até 3 cm. Após, utilizou-se um gral e pistilo de porcelana para trituração dos fragmentos até a obtenção de partículas com diâmetro de tamanho areia grossa (0,5 - 1 mm – 1 ϕ). Os materiais utilizados para foram limpos ao final da fragmentação de cada amostra.

Finalizada a britagem, as partículas obtidas foram pulverizadas com *Planetary Mill PULVERISETTE 5/4 classic line* da marca *Fritsch*TM que suporta 4 moinhos com 12 bolas de ágata cada. Os moinhos foram fixados com um suporte circular no equipamento e rotacionados a uma velocidade de 300 *rpm* durante 30 min. Após esse processo, as amostras pulverizadas a 200 *mesh* (0,074 mm) foram retiradas com um suporte e colocadas no seu respectivo recipiente. Após a retirada das amostras, os moinhos foram lavados com água e uma pequena quantidade de sabão. Posteriormente, foram recolocadas as 12 bolas de ágata, adicionados sílica, detergente líquido, saponáceo e água para uma nova rotação de 5 min e limpeza do equipamento. Por fim, os moinhos e as bolas de ágata foram colocados em forno para secagem. Este procedimento foi repetido duas vezes visto o número de amostras.

Concluindo a etapa de britagem e pulverização, as amostras de rocha foram armazenadas em potes plásticos, possuindo aproximadamente 100g e nomeadas conforme a tabela 2.

Tabela 02. Nomenclatura das amostras de rocha.

P1	P2	P3	P4
P1R1	P2R1	P3R1	P4R1
P1R2	P2R2	P3R2	P4R2

3.5.2 Solo e sedimento:

As amostras de solo e sedimento foram preparadas no Laboratório de Sedimentologia do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO) do Instituto de Geociências da UFRGS.

Primeiramente as amostras foram secas em estufa a 60°C, por um período de 24 horas. Após a secagem, eventuais resquícios de matéria orgânica (folhas, galhos etc.) foram removidos manualmente. Além disso, é válido ressaltar que foi analisado

também se as mesmas possuíam a presença de torrões (aglomerados de acima de 8 mm); caso encontrados, estes eram desagregados (destorroados) utilizando gral e pistilo de porcelana, sempre tomando as devidas precauções para que os grãos não fossem quebrados e que nenhum dos constituintes primários fossem perdidos ou removidos no processo desagregação conforme descrito por (FOLK, 1974; KRUMBEIN; PETTIJOHN, 1938). Esse procedimento foi realizado também para evitar que os grãos não ficassem retidos na malha das peneiras, sendo feito em grande maioria das amostras de solo. As amostras de sedimento e solo foram quarteadas utilizando o equipamento *Jones* (KRUMBEIN; PETTIJOHN, 1938).

As amostras quarteadas foram separadas em oito frações granulométricas variando de seixo à lama (8,00 a 0,062 mm, -3ϕ a $> 4 \phi$; WENTWORTH, 1922). A escala *phi* (ϕ) aqui apresentada, é descrita por Krumbein (1934, 1936) e amplamente discutida por Krumbein e Pettijohn (1938), Folk (1974) e Boggs Jr (2009). Essa escala corresponde ao logaritmo negativo do diâmetro do grão d para a base 2 ($\phi = -\log_2 d$). Os fragmentos foram separados por peneiramento (e.g., UDDEN, 1898, 1914; FOLK, 1974; INGRAM, 1971) e foram divididos em intervalos de 1ϕ totalizando 8 sub-amostras por ponto de amostragem de solo e sedimento, resultando ao final um total de 88 amostras.

Para a realização desta análise é necessário montar uma coluna de peneiras, que são constituídas de telas com malhas padronizadas, combinadas seguindo uma determinada escala granulométrica, onde da base para o topo inicia-se com o fundo para conter os fragmentos $>4 \phi$ ($<0,062$ mm; lama), após, foi empilhado o conjunto de peneiras iniciando pelo tamanho, 4ϕ (0,062 mm) para conter areia muito fina, 3ϕ (0,125 mm) para conter areia fina, 2ϕ (0,250 mm) para conter areia média, 1ϕ (0,500 mm) para conter areia grossa, 0ϕ (1,000 mm) para conter areia muito grossa, -1ϕ (2,000 mm) para conter os grânulos, -2ϕ (4,000 mm) para conter os seixos muito pequenos, -3ϕ (8,000 mm) para conter os seixos pequenos, totalizando nove peneiras como mostra a tabela 03.

Tabela 03. Escala Krumbein (1934) de tamanho de grão em (ϕ) para sedimentos e a sua equivalência em (mm) conforme Wentworth (1922) (adaptado de Nichols (2009) e Boggs Jr (2009)).

Tamanho mm	Classe	Tamanho ϕ (ϕ)
8,00	Seixo (Pequeno)	-3
4,000	Seixo (Muito pequeno)	-2
2,000	Grânulo	-1
1,000	Areia muito grossa	0
0,500	Areia grossa	1
0,250	Areia média	2
0,125	Areia fina	3
0,062	Areia muito fina	4
Fundo	Lama	<0,062

Após cada amostra ser peneirada, todas elas foram identificadas utilizando a seguinte nomenclatura, onde **P**: significa o ponto de amostragem; **Soil** para solo e **Sed** para sedimento; e **F1 a F8** significa o intervalo em (ϕ) das amostras como mostra a tabela 04.

Tabela 04. Nomenclatura dos Intervalos utilizados para o tamanho das partículas.

F1	-3 a -2 ϕ	8,00 a 4,00 mm
F2	-2 a -1 ϕ	4,00 a 2,00 mm
F3	-1 a 0 ϕ	2,00 a 1,00 mm
F4	0 a 1 ϕ	1,00 a 0,50 mm
F5	1 a 2 ϕ	0,50 a 0,250 mm
F6	2 a 3 ϕ	0,250 a 0,125 mm
F7	3 a 4 ϕ	0,125 a 0,062 mm
F8	> 4 ϕ	< 0,062 mm

Ao término, todas foram acondicionais em recipientes de plástico com capacidade para 100g de amostra e nomeadas conforme a tabela 05 para as amostras de sedimento e conforme a tabela 06 para as amostras de solo. Vale ressaltar que ao final da preparação de cada amostra o conjunto de peneiras foi lavado em água corrente, onde ficaram expostos a temperatura ambiente para secagem e

posteriormente submetido a limpeza com ar comprimido para remoção de qualquer tipo de partícula que pudesse contaminar as amostras.

Tabela 05. Nomenclatura das amostras de Solo:

P1	P2	P2	P3	P4	P5
P1SoilF1	P2SoilAF1	P2SoilBF1	P3SoilF1	P4SoilF1	P5DepF1
P1SoilF2	P2SoilAF2	P2SoilBF2	P3SoilF2	P4SoilF2	P5DepF2
P1SoilF3	P2SoilAF3	P2SoilBF3	P3SoilF3	P4SoilF3	P5DepF3
P1SoilF4	P2SoilAF4	P2SoilBF4	P3SoilF4	P4SoilF4	P5DepF4
P1SoilF5	P2SoilAF5	P2SoilBF5	P3SoilF5	P4SoilF5	P5DepF5
P1SoilF6	P2SoilAF6	P2SoilBF6	P3SoilF6	P4SoilF6	P5DepF6
P1SoilF7	P2SoilAF7	P2SoilBF7	P3SoilF7	P4SoilF7	P5DepF7
P1SoilF8	P2SoilAF8	P2SoilBF8	P3SoilF8	P4SoilF8	P5DepF8

Tabela 06. Nomenclatura das amostras de Sedimento:

P1	P2	P3	P4	P5
P1SedF1	P2SedF1	P3SedF1	P4SedF1	P5SedF1
P1SedF2	P2SedF2	P3SedF2	P4SedF2	P5SedF2
P1SedF3	P2SedF3	P3SedF3	P4SedF3	P5SedF3
P1SedF4	P2SedF4	P3SedF4	P4SedF4	P5SedF4
P1SedF5	P2SedF5	P3SedF5	P4SedF5	P5SedF5
P1SedF6	P2SedF6	P3SedF6	P4SedF6	P5SedF6
P1SedF7	P2SedF7	P3SedF7	P4SedF7	P5SedF7
P1SedF8	P2SedF8	P3SedF8	P4SedF8	P5SedF8

3.6 Análises geoquímicas

As análises químicas de elementos maiores e traços em rocha-total, solo e sedimento foram realizadas em todas as 96 amostras, sendo 8 amostras de rocha, 48 de solo e 40 de sedimento. As amostras foram analisadas no laboratório SGS *GEOSOL*® LTDA. As amostras foram pulverizadas em moinho de aço a 95% - 150 mesh (mm), fundidas com metaborato de lítio (*LiBO*₂) e subsequentemente analisadas em pelos métodos 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 expressos em porcentagem

(%), Óxido de Silício (**SiO₂**), Óxido de Alumínio (**Al₂O₃**), Óxido de Ferro (**Fe₂O₃^{tot}**), Óxido de Manganês (**MnO**), Óxido de Magnésio (**MgO**), Óxido de Cálcio (**CaO**), Óxido de Sódio (**Na₂O**), Óxido de Potássio (**K₂O**), Óxido de Titânio (**TiO₂**), e Óxido de Potássio (**P₂O₅**) por ICP95A. A perda ao fogo, ou *Loss on Ignition (LOI)*, é dada pela diferença de peso após calcinação a 405 e/ou 1000°C. E os limites de detecção (LD) adotados podem ser conferidos na tabela 07.

Tabela 07. Limites de detecção (LD) nos diferentes pacotes analíticos.

Óxido/Elemento	Método	Unidade	L. D. Inferior	L. D. Superior
SiO ₂	ICP95A	%	0.01	90
Al ₂ O ₃	ICP95A	%	0.01	75
Fe ₂ O _{3t}	ICP95A	%	0.01	75
MnO	ICP95A	%	0.01	10
MgO	ICP95A	%	0.01	30
CaO	ICP95A	%	0.01	60
Na ₂ O	ICP95A	%	0.01	30
K ₂ O	ICP95A	%	0.01	25
TiO ₂	ICP95A	%	0.01	25
P ₂ O ₅	ICP95A	%	0.01	25
Cr ₂ O ₃	ICP95A	%	0.01	10
LOI	ICP95A	%	-45.00	-

3.6.1 Espectroscopia de Emissão Óptica com plasma Indutivamente Acoplado – ICP-EOS

A técnica de ICP-OES é baseada na medida da intensidade da radiação emitida, quando um átomo ou íon excitado pelo plasma retorna ao seu estado fundamental (e.g., HOU; JONES, 2006). A excitação da espécie ocorre quando seus elétrons mais externos têm seu nível de energia aumentado, passando do estado fundamental para o excitado, devido a colisão com elétrons ou íons argônio existentes no plasma que no seu núcleo sustenta uma temperatura de aproximadamente 10.000°C de modo que o aerossol é rapidamente vaporizado (e.g. ROLLINSON, 1993; WORDEN, 2005). O elétron não é estável em níveis mais altos de energia, portanto retorna a seu estado fundamental, emitindo a energia que foi absorvida, sob a forma de energia luminosa.

Os elétrons da espécie emitem linhas espectrais, tantas quantas forem suas possíveis transições; as linhas espectrais é que vão determinar o espectro de cada elemento, a intensidade de cada linha vai depender da probabilidade de transição, e do número de átomos que atinge um determinado estado excitado. A luz emitida é focalizada para uma lente que tem a função de ampliar e focalizar a zona de descarga luminosa do plasma quando projetada sobre a fenda de entrada, promovendo melhor iluminação da rede de difração. Uma vez tendo passado pela lente, a luz emitida vai em direção à fenda de entrada do separador de linhas e chega ao monocromador, onde um prisma ou uma rede de difração isola a linha espectral medida (e.g. ROLLINSON, 1993; CHARLES; FREDEEN, 1997; MONTASER, 1998; WORDEN, 2005; HOU; JONES, 2006; GHOSH *et al*, 2013).

O ICP-OES é uma técnica multielementar, que é capaz de medir a maioria dos elementos da tabela periódica com baixo limite de detecção, ou seja, grandes determinações em um curto espaço de tempo (ROLLINSON, 1993; JENNER *et al.*, 1990), além de ser aplicada a diferentes concentrações.

3.7 Integração e interpretação dos dados

Para realização desta etapa, fez-se necessário abordar conceitos e técnicas sobre os temas ligados a essa dissertação, buscando compreender as diferentes técnicas para realizar a análise e interpretação dos dados geológicos/geoquímicos levantados e compilados neste trabalho. A partir disso foi realizada uma revisão detalhada sobre os índices de intemperismo químico e sobre técnicas estatísticas de tratamento de dados composicionais.

3.7.1 Índices de intemperismo químico

Os índices de intemperismo químico são comumente usados para descrever a impressão e o grau de intemperismo químico em rochas, perfis de alteração e depósitos sedimentares (e.g., DUZGOREN-AYDIN; AYDIN; MALPAS, 2001; PRICE; VELBEL, 2003; BAHLBURG; DOBRZINSKI, 2011). O intemperismo químico de minerais da classe dos silicatos como o feldspato ou silicatos de cadeia leva à troca de cátions de elementos alcalinos e alcalinos terrosos por H^+ via hidrólise (BAHLBURG; DOBRZINSKI, 2011). E sob condições de superfície, argilo-minerais e

hidróxidos de ferro se formam junto a mantos de intemperismo devido ao intemperismo químico de minerais instáveis, especialmente os feldspatos (NADLONEK; BOJAKOWSKA, 2018). Os mantos de intemperismo também são depletadas nos íons Ca^{2+} , K^+ , Na^+ e Mg^{2+} como consequência de sua lixiviação (NESBITT; YOUNG, 1984; FEDO; NESBITT; YOUNG, 1995; BAHLBURG; DOBRZINSKI, 2011).

Como resultado da erosão, o material dos mantos de intemperismo e dos solos é transferido para os canais das drenagens e parcialmente depositados. Para refletir a intensidade dos processos de intemperismo químico e determinar o grau de depleção das rochas, solos e sedimentos em componentes móveis em relação aos imóveis, devido a processos de intemperismo, os índices químicos foram propostos por (PARKER, 1970, NESBITT; YOUNG, 1982, 1989, 1996; HARNOIS, 1988, FEDO; NESBITT; YOUNG, 1995, DUZGOREN-AYDIN; AYDIN; MALPAS, 2001, PRICE; VELBEL, 2003; entre outros). Entre esses índices de intemperismo, o Índice Químico de Alteração (IQA) - (*Chemical Index of Alteration - CIA*) proposto por Nesbitt e Young (1982), é o mais comumente aplicado.

3.7.1.1 Índice Químico de Alteração

Entre o vasto número de índices para calcular o desgaste químico (BAHLBURG; DOBRZINSKI, 2011), o Índice Químico de Alteração (IQA) (*Chemical Index of Alteration - CIA*) de Nesbitt e Young (1982) é de longe o mais popular e mais utilizado. Este índice descreve essencialmente o intemperismo químico dos minerais feldspáticos, medindo até que ponto o feldspato é convertido em produtos de intemperismo aluminoso (NESBITT; YOUNG, 1989; FEDO; NESBITT; YOUNG, 1995; YANG *et al.*, 2004), além de avaliar quantitativamente a intensidade do intemperismo químico em bacias de drenagem (SHAO; YANG; LI, 2012).

As razões IQA em feldspatos e rochas graníticas frescas têm tipicamente valores de IQA de ~50, enquanto rochas máficas como gabro e basalto têm valores mais baixos entre 40 e 45 e materiais com compostos extremamente intemperizados, por exemplo, a caulinita e a gibbsita, que podem atingir valores de até 100 (e.g., NESBITT; YOUNG, 1982, 1984, 1989; CONDIE, 1993; NESBITT *et al.*, 1996;). Mineralogicamente, este processo é caracterizado pela transformação dos minerais originais em argilominerais, refletindo a intensa e completa remoção de elementos móveis, incluindo o potássio. O desgaste químico também pode mobilizar à sílica,

incluindo a dessilicificação de minerais de argila e a formação de gibbsita (VAZQUEZ, 1981).

Este índice é calculado usando proporções moleculares de Na_2O , K_2O , CaO e Al_2O_3 (NESBITT; YOUNG, 1982) através da seguinte equação: $\text{IQA} = (\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})) \times 100$, onde CaO^* representa o teor de CaO incorporado na fração de silicato (FEDO; NESBITT; YOUNG, 1995). O método de correção para o CaO^* está de acordo com a fórmula proposta por McLennan (1993). O procedimento para a quantificação de CaO da fração siliciclástica inclui a subtração da proporção molar de P_2O_5 da proporção molar do CaO total. Se o “número de mol restante” for menor que a proporção molar de Na_2O , então o “número de mol restante” é considerado como a proporção molar de CaO . Se o “número remanescente de mol” for maior que a proporção molar de Na_2O , então a proporção molar de Na_2O é considerado como a proporção molar de CaO (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 (Al, Ti) durante o intemperismo (NESBITT; YOUNG, 1982). Por outro lado, valores baixos de IQA indicam ausência de alteração química e, conseqüentemente, podem refletir condições de clima frio e/ou árido na área de origem (NESBITT; YOUNG, 1982, 1989; FEDO; NESBITT; YOUNG, 1995).

Os valores de IQA dão indicações do grau de intemperismo: IQA = 50-60 indicam um intemperismo incipiente, IQA = 60-80 indicam intemperismo intermediário e valores de IQA ≥ 80 indicam um intemperismo extremo (NESBITT; YOUNG, 1982). Valor de IQA de 100 indica intenso intemperismo com a remoção completa de elementos alcalinos e alcalino-terrosos da matriz da rocha (MCLENNAN *et al.*, 1993).

Deve-se notar que os valores de IQA ou outros índices de intemperismo não dependem exclusivamente do grau de intemperismo químico, e outros fatores tais como, a composição inicial da rocha fonte (NESBITT; YOUNG, 1984; 1996), que é dependente da geoquímica o tamanho do grão (SHAO; YANG; LI, 2012; VON EYNATTEN; TOLOSANA-DELGADO; KARIUS, 2012; VON EYNATTEN *et al.*, 2015), ou as definições da proveniência ou reciclagem dos sedimentos (GARZANTI; RESENTINI, 2015) tendem a adicionar uma variação significativa aos valores calculados de IQA.

3.7.1.2 Diagrama ternário (A-CN-K)

As composições geoquímicas das amostras de rocha, solo e sedimento analisadas, foram plotadas em um diagrama ternário. Conforme ilustrado na (Figura 6), Al_2O_3 (A) é plotado no ápice superior, $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$ (CN) na parte inferior esquerda e K_2O (K) na parte inferior direita e ajuda a compreender as tendências do intemperismo e a composição mineralógica conforme descrito por Nesbitt e Young (1982, 1984, 1989). Plagioclásio, feldspato potássico e biotita plotam à 50% de Al_2O_3 nos limites esquerdo e direito respectivamente para formar a união feldspática; já os argilominerais caulinita, clorita e gibbsita encontram-se no ápice superior A (100% Al_2O_3). As tendências iniciais de intemperismo são subparalelas à CN-A. Esmeectita encontra-se entre 75% e 85% no limite esquerdo, illita e muscovita no limite direito a 75%. E à medida que o intemperismo progride, os argilominerais são produzidos a partir dos feldspatos e pela composição das amostras de rocha, solo e sedimentos evoluem no diagrama em direção ao ápice A, ao longo da tendência de intemperismo. As amostras serão, portanto, plotadas no diagrama, refletindo o intemperismo aluminoso dos argilominerais, uma vez que todo o plagioclásio é intemperizado e, em seguida, é redirecionado para o ápice A, porque K é extraído dos resíduos em detrimento de Al (NESBITT *et al.*, 1996);

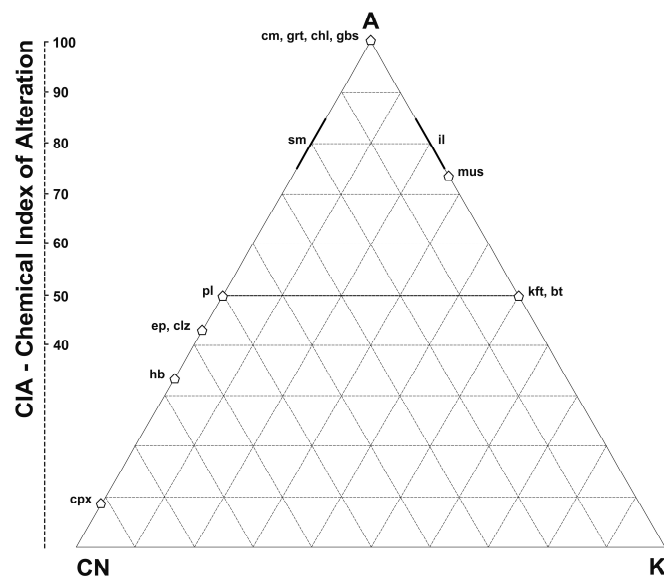


Figura 6. Diagrama ternário utilizado para compreender o índice químico de alteração. Em a) diagrama A-CN-K de acordo com Nesbitt e Young (1982, 1984, 1989, 1996); Onde, A = Al_2O_3 , C = CaO para fases silicáticas, N = Na_2O , K = K_2O , todos em proporções molares; Abreviaturas dos minerais: bt – biotita,

chl – clorita, clz –clinozoisita, cpx – clinopiroxênio, ep – epidoto, gbs – gibbsita, grt – granada, hb – hornblenda, il – ilita, kft – fessspato potássico, mus – muscovita, pl – plagioclásio, sm – esmectita. Fonte: Extraídos e modificados de (NESBIT; YOUNG, 1982, 1984, 1989, 1996; BAHLBURG; DOBRZINSKI, 2011; VON EYNATTEN; TOLOSANA-DELGADO; KARIUS, 2012).

3.7.2 Métodos estatísticos

As técnicas estatísticas aplicadas basearam-se fundamentalmente na abordagem *log-ratio* dos dados de composição, conforme introduzido por Aitchison (1986). Isso inclui a avaliação da estrutura de covariância por meio da análise biplot (VON EYNATTEN *et al.*, 2015). Tudo isto é realizado em dados transformados, isto é, os dados são transferidos do espaço composicional restrito (*simplex*) para o espaço euclidiano por transformação de razão logarítmica centrada (*clr*, AITCHISON, 1986).

A transformação libera os dados da restrição de soma constante, implicando, por exemplo, que mudanças incrementais nas concentrações na escala *clr* são independentes do respectivo nível de concentração, ou seja, a escala *clr* fornece uma tradução medida do grau de alteração (e.g., VON EYNATTEN; BARCELÓ-VIDAL; PAWLOWSKY-GLAHN, 2003a, 2003b).

Os dados geoquímicos de análise multielementar utilizados nesta dissertação são considerados dados composicionais, que segundo Aitchison (1986) são elementos que serão analisados como a porcentagem de um todo, ou seja, a soma dos valores de todos os elementos analisados se torna uma constante. Neste caso, em se tratando de unidades em parte por milhão (ppm), o valor constante seria 1.000.000 ppm, equivalente a 100%. Os métodos de análise descritos por Aitchison (1986) têm comprovado amplamente sua eficácia nos estudos que utilizam uma grande quantidade de dados e informações geológicas/geoquímicas (e.g., VON EYNATTEN; BARCELÓ-VIDAL; PAWLOWSKY-GLAHN, 2003a, 2003b; TOLOSANA-DELGADO; VON EYNATTEN, 2009; VON EYNATTEN; TOLOSANA-DELGADO; KARIUS, 2012; VON EYNATTEN *et al.*, 2015, entre outros).

Trata-se de métodos que permitem comparar e confrontar duas ou mais variáveis. Para assim, extrair tendências mais evidentes e hierarquizá-las, eliminando os efeitos que perturbam a percepção global dos dados composicionais.

3.7.2.1 Análise de componentes principais e/ou biplot

A avaliação da estrutura de covariância de um conjunto de dados é realizada usando *biplots*, estes descrevem graficamente o padrão de variação relativa de um conjunto de dados multivariados por projeção em um plano fixado por componentes principais 2D (AITCHISON, 1990; VON EYNATTEN; BARCELÓ-VIDAL; PAWLOWSKY-GLAHN, 2003a, 2003b), permitindo uma ótima representação bidimensional da variabilidade de um conjunto de dados (GABRIEL, 1971; AITCHISON, 1990; AITCHISON; PAWLOWSKY-GLAHN, 1997). A análise *biplot* foi tradicionalmente definida por Gabriel (1971) usando os dois primeiros componentes principais, mas não há necessidade de restringir o diagrama a esses dois eixos, podendo serem realizadas análises com diferentes componentes. Uma descrição detalhada das técnicas de análise biplot são encontradas em Krzanowski (1988).

Aitchison (1990) aplicou os *biplots* aos dados de composição usando a transformação da razão logarítmica centralizada (*clr*), ou seja, o denominador das razões é dado pela média geométrica de cada composição. Isto implica que a origem do *biplot* corresponde ao centro (média geométrica) de todo o conjunto de dados. Os eixos do biplot correspondem aos componentes principais dos dados (*clr*).

A vantagem principal do uso de biplots é que eles representam as amostras e as variáveis dos dados de composição. Essas composições geoquímicas, no entanto, são dados restritos, no sentido de que todas as variáveis são não-negativas e somam-se constantes. Por essa razão, aplica-se técnicas que explicam a natureza específica dos dados de composição (AITCHISON, 1986).

Segundo von Eynatten, Barceló-Vidal e Pawlowsky-Glahn (2003a) para se realizar a interpretação de um *biplot* de dados composicionais, é importante notar que: i) a distância ao quadrado entre um vértice e a origem corresponde à variância da variável (*clr*). Se o ângulo entre a linha de um vértice para a origem e um eixo for pequeno, a variável terá uma forte influência no componente principal correspondente. Quanto maior a distância do vértice à origem e quanto menor o ângulo, mais forte será a influência; ii) a distância ao quadrado entre dois vértices corresponde à variância das relações *log-ratio* destes vértices (variáveis), o que implica que vértices quase coincidentes significam que a variância das relações logarítmicas dessas variáveis é próxima de zero e, portanto, a razão é quase constante; e iii) a distância entre duas amostras é uma medida da similaridade das duas amostras e, assim, um forte

agrupamento de amostras implica que essas amostras apresentam fortes semelhanças na sua composição.

Importante ressaltar que a análise de *biplots* serve como uma ferramenta descritiva para uma primeira avaliação dos dados. Sendo que todas as declarações baseadas em *biplots* devem ser consideradas como sugestões para exames quantitativos adicionais, e não como interpretação de um resultado final. Isso ocorre porque apenas uma parte da variabilidade total é explicada pela projeção bidimensional. A proporção da variabilidade explicada pode ser tomada como uma medida da força de um indivíduo *biplot* na interpretação dos dados. Obviamente, se a proporção for exata ou próxima a 100%, os resultados obtidos pela interpretação gráfica biplot são muito robustos.

Gabriel (1971) resalta que a análise *biplot* tem como objetivo principal descrever as relações de covariância entre as variáveis em alguns fatores ocultos e inobserváveis. Partindo-se do pressuposto que as variáveis podem ser agrupadas de acordo com suas correlações. Para Krzanowski (1988) a análise *biplot* e/ou dos componentes principais (PCA) é o cálculo dos autovalores e correspondentes auto vetores de uma matriz de variância-covariância, ou de uma matriz de coeficientes de correlação entre variáveis. Em suma, a análise de *biplots* e/ou dos componentes principais tem por objetivo principal obter um pequeno número de combinações lineares (componentes principais) de um conjunto de variáveis, que retenham o máximo possível da informação nelas contida (KRZANOWSKI, 1988). Já a análise de correlações é utilizada para avaliar a linearidade entre duas ou mais variáveis.

A análise de dados multivariados conta com diversas técnicas e softwares para realização destas análises. Nessa dissertação o tratamento estatístico dos dados foi realizado utilizando os softwares: *Microsoft® Excel® – Office 365* (MICROSOFT, 2019), *R Studio®* (RSTUDIO, 2019), *SPSS®* (IBM, 2017) e *MiniTab 18®* (MINITAB, 2017).

REFERÊNCIAS

AITCHISON, J. Relative variation diagrams for describing patterns of compositional variability. **Mathematical Geology**, v. 22, n. 4, p. 487-511, 1990.

_____. **The Statistical Analysis of Compositional Data**. Monographs on Statistics and Applied Probability. London: Chapman & Hall Ltda. 416p, 1986.

AITCHISON, J.; PAWLOWSKY-GLAHN, V. The one-hour course in compositional data analysis, or compositional data analysis is easy. In: Pawlowsky-Glahn, V., **Proceedings of IAMG'97, The Third Annual Conference of the International Association for Mathematical Geology**, Barcelona, v. 1, p. 3-35, 1997.

ALLEN, P. A. From landscapes into geological history. **Nature**, v. 451, n. 7176, p. 274-276, 2008.

ALLEN, P. A; ALLEN, J. R. **Basin Analysis**. Blackwell Publishing, Malden, 2 ed., 549 p, 2005.

ALMEIDA, F. F. M. *et al.* Províncias Estruturais brasileiras. **Simpósio de Geologia do Nordeste**, v. 8, n. 1977, p. 363-391, 1977.

_____. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. In: **The South Atlantic**. Springer, Boston, MA, p. 411-446, 1973.

BABINSKI, M. *et al.* U-Pb and Sm-Nd geochronology of the neoproterozoic granitic gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 10, n. 3-4, p. 263-274, 1997.

BAHLBURG, H; DOBRZINSKI, N. 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**, v. 36, n. 1, p. 81-92, 2011.

BASU, A. Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks; implications to paleoclimatic interpretation. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 46, n. 3, p. 694-709, 1976.

BITENCOURT, M. de F; NARDI, L. V. S. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 186-189, 2000.

BLOEMSMA, M. R. *et al.* Modelling the joint variability of grain size and chemical composition in sediments. **Sedimentary Geology**, v. 280, p. 135-148, 2012.

BOGGS JR, S. **Petrology of Sedimentary Rocks**. Cambridge University Press, 2 ed, 600p, 2009.

BRASIL. Ministério da Defesa. Diretoria de Serviço Geográfico. **Banco de Dados Geográficos do Exército (BDGEx)**. Brasília, Distrito Federal. Disponível em: <https://bdgex.eb.mil.br>. Acesso em: 25 de setembro de 2018, 2019.

CAMOZZATO, E.; PHILIPP, R. P.; CHEMALE JÚNIOR, F. *et al.* Evolução Tectônica e Geocronologia U-Pb em zircão da terminação sul do Terreno Tijucas (RS, Brasil). In: **VII Congresso Uruguayo de Geología, Montevideo, Resúmenes Extendidos**, 2013.

CAMOZZATO, E.; LOPES, R. C.; PHILIPP, R. P. **Mapa geológico da Folha Hulha Negra, SH.22-Y-C-I, estado do Rio Grande do Sul, escala 1:100.000: nota explicativa**. Porto Alegre: CPRM, Programa Geologia do Brasil - PGB, 2017.

CARACCILO, L. *et al.* Influence of granitoid textural parameters on sediment composition: implications for sediment generation. **Sedimentary Geology**, v. 280, p. 93-107, 2012.

CARVALHO, P. F. Reconhecimento Geológico no Estado do Rio Grande do Sul. **Boletim do Instituto Geológico e Mineralógico do Brasil**, n. 66, p. 1-72, 1932.

CHARLES, B.; FREDEEN, K. J. Concepts, instrumentation and techniques in inductively coupled plasma optical emission spectrometry. **Perkin Elmer Corporation**, 1997.

CHEMALE JÚNIOR, F. Evolução geológica do Escudo Sul-Riograndense. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Ed.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, p. 13-52, 2000.

CHEMALE JÚNIOR, F.; BABINSKI, M. U-Pb Zircon Dating of Deformational events from neoproterozoic rocks in eastern Brazil. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Gramado. **Boletim de Resumos Expandidos**. Porto Alegre: CPGq/CPGEO-UFRGS, p. 377-378, 1995

COHEN, K. M. *et al.* **The ICS International Chronostratigraphic Chart**. Episodes 36: 199-204. Disponível em URL: <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2019-05.pdf>. Acesso em: 22 de junho de 2019, 2003.

CONDIE, K. C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. **Chemical Geology**, v. 104, n. 1-4, p. 1-37, 1993.

CORDEIRO, J. L. P.; HASENACK, H. Cobertura vegetal atual do Rio Grande do Sul. In: PILLAR, V. D.; MÜLLER, S. C.; CASTILHOS, Z. M. S.; JACQUES, A. V. A. (Ed.) **Campos Sulinos conservação e uso sustentável da biodiversidade**. Ministério do Meio Ambiente. Brasília, 403p. il. color, capítulo 23, p. 285-299, 2009.

COSTA, A. F. U. *et al.* Modelamento gravimétrico 3D do Complexo Granítico de Caçapava do Sul, RS. In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 3., 1995, Rio de Janeiro. **Resumos Expandidos da 3º CBGf**. Rio de Janeiro: SBGf, p. 753-758, 1995.

CPRM. Serviço Geológico do Brasil. **Sistema de Geociências do Serviço Geológico do Brasil (GeoSGB) - CPRM**. Rio de Janeiro, RJ. Disponível em: <http://geosgb.cprm.gov.br/geosgb/index.html>. Acesso em: 14 de junho de 2018, 2019.

CRUZ, R. F. (Org.) **Projeto Sudeste do Rio Grande do sul: Escalas 1:250.000 e 1:100.000; Estado do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CPRM, 173p. il. color. 2019a.

CRUZ, R. F. *et al.* O Terreno Jaguarão: Caracterização de Novo Domínio Geológico no Sudeste do Rio Grande do Sul. In: **Anais do XVI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e X International Symposium on Tectonics**, Disponível em: http://sbg.sitepessoal.com/anais_digitalizados/snet/2017/anais_resumos_expandido_xvisnet.pdf, p. 128-131, 2017.

CRUZ, R. F. **Projeto Sudeste do Rio Grande do Sul: Carta Geológica Pedro Osório SH.22-Y-C-VI**. Escala 1:100.000. Carta geológica. Porto Alegre: CPRM, 2019b.

_____. **Projeto Sudeste do Rio Grande do Sul: Mapa de Integração de Cartografia Geológica**. Escala 1:250.000. Carta geológica. Porto Alegre: CPRM, 2019c.

CUNHA, N. G. *et al.* Estudo dos solos do município de Piratini. **Embrapa Clima Temperado - Documentos (INFOTECA-E)**, 1997.

CUNHA, N. G; SILVEIRA, R. J. C. Geomorfologia, solos e capacidade de uso das terras do município de Pedro Osório. **Embrapa Clima Temperado – Documentos (INFOTECA-E)**, 1996.

DICKINSON, W. R; SUCZEK, C. A. Plate tectonics and sandstone compositions. **AAPG Bulletin**, v. 63, n. 12, p. 2164-2182, 1979.

DICKINSON, W. R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: **Provenance of Arenites**. Springer, Dordrecht, p. 333-361, 1985.

DUZGOREN-AYDIN, N. S.; AYDIN, A.; MALPAS, J. Re-assessment of Chemical weathering indices: case study on pyroclastic rocks of Hong Kong. **Engineering Geology**, v. 63, n. 1-2, p. 99-119, 2001.

EMBRAPA. **Estação agroclimatológica de Pelotas (Capão do Leão)**. Disponível em: <http://agromet.cpact.embrapa.br/estacao/mensal.html>, Acesso em: 20 outubro de 2018, 2019.

ESRI. ArcGIS Desktop 10.6.1. Environmental Systems Research Institute (ESRI), **ArcMap 10.6.1**. versão 32 bits. [S.l.]: *Windows 10 Home Single Language*. Disponível em: <http://www.esri.com/software/arcgis/index.html>, 2017.

EXPLORER, Earth. United States Geological Survey (USGS), **Earth Explorer**. Disponível em: <https://earthexplorer.usgs.gov/>. Acesso em: 25 de julho de 2018, 2018.

FEDO, C. M.; NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. **Geology**, v. 23, n. 10, p. 921-924, 1995.

FERNANDES, L. A. D. *et al.* Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: parte I - uma contribuição a partir do registro geológico. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 25, n. 4, p. 351-374, 1995a.

_____. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: parte II - uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 25, n. 4, p. 375-384, 1995b.

_____. Granitóides brasileiros precoces do Cinturão Dom Feliciano: caracterização geoquímica e discussão estratigráfica. **Pesquisas em Geociências**, v. 19, n. 2, p. 195-215, 1992.

FERNANDES, L. A. D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C. C. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 5, n. 1, p. 77-96, 1992.

FIGUEIREDO, M. C. H.; FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; KRONBERG, B. L. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. **SBG, Anais do Congresso Brasileiro de Geologia**, v. 36, p. 1623-1738, 1990.

FOLK, R. L. **Petrology of Sedimentary Rocks**. Hemphill Publishing Co., Austin, 182p, 1974.

FOLK, R. L.; ANDREWS, P. B.; LEWIS, D. W. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, v. 13, n. 4, p. 937-968, 1970.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S. *et al.* O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., Goiânia. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia**. Goiânia: SBG, v.3, p. 1322-1343, 1986.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S. **Evolução paleoambiental e tectônica da Bacia do Camaquã: uma introdução**. 1984. 105p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1984.

_____. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário Camboriú. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia**. Florianópolis: SBG, v. 5, p. 2679- 2692, 1980.

_____. **Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul**. 1991. 362p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; SOLIANI JR, E. Compartimentação tectônica do cráton do Rio de La Plata. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia**. Rio de Janeiro: SBG, p. 2426 2432, 1984.

FRANTZ, J. C.; NARDI, L. V. S. Litoquímica e evolução de Granitóides Cálculo Alcalinos da região leste do Escudo Sul-riograndense. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 19, n.1, p. 13-25, 1992.

FRANTZ, J. C.; REMUS, M. V. D. Geologia da região de Canguçu-Torrinhas, RS: caracterização petrográfica, estrutural e estratigráfica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., Goiânia. **Anais do Congresso Brasileiro de Geologia**. Goiania: SBG, v.2, p. 931-948, 1986.

GABRIEL, K. R. The biplot graphic display of matrices with application to principal component analysis. **Biometrika**, v. 58, n. 3, p. 453-467, 1971.

GARZANTI, E. *et al.* Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments 2. Suspended-load silt (Ganga–Brahmaputra, Bangladesh). **Earth and Planetary Science Letters**, v. 302, n. 1-2, p. 107-120, 2011.

GARZANTI, E. From static to dynamic provenance analysis - Sedimentary petrology upgraded. **Sedimentary Geology**, v. 336, p. 3-13, 2016.

GARZANTI, E.; ANDÒ, S.; VEZZOLI, G. Grain-size dependence of sediment composition and environmental bias in provenance studies. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 277, n. 3-4, p. 422-432, 2009.

GARZANTI, E.; RESENTINI, A. Provenance control on chemical indices of Weathering (Taiwan river sands). **Sedimentary Geology**, v. 336, p. 81-95, 2015.

GHOSH, S. *et al.* Inductively coupled plasma–optical emission spectroscopy: a review. **Asian Journal Pharm. Ana**, v. 3, n. 1, p. 24-33, 2013.

GOOGLE EARTH PRO. **Google Earth Pro**®; versão 7.3.2.5776, 64 bits. [S.l.]: *Windows 10 Home Single Language*. Google Corporation, 2019.

GUADAGNIN, F. **Técnicas Analíticas Aplicadas ao Estudo da Proveniência Sedimentar de Arenitos**. Monografia de exame de qualificação - UFRGS. 105p, 2011.

HARNOIS, Luc. The CIW index: a new chemical index of weathering. **Sedimentary geology**, v. 55, p. 319-322, 1988.

HARTMANN, L. A. Deepest Exposed Crust Of Brazil-Geochemistry Of Paleoproterozoic Depleted Santa Maria Chico Granulites. **Gondwana Research**, v.1, p. 331-341, 1998.

HARTMANN, L. A. *et al.* Deepest exposed crust of Brazil-SHRIMP establishes three events. **Geology**, v. 27, n. 10, p. 947-950, 1999.

HARTMANN, L. A. *et al.* Time frame of 753–680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny southern Brazilian Shield. **Gondwana Research**, v.19, p. 84-99, 2011.

HARTMANN, L. A.; CHEMALE JÚNIOR, F; PHILIPP, R. P. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré cambriano. In: IANNUZZI, R.; FRANTZ, J. C. (Ed.). **50 anos de Geologia: Instituto de Geociências**, contribuições. Porto Alegre: Comunicação e Identidade, p. 97-123, 2007.

HARTMANN, L. A.; PORCHER, C. C.; REMUS, M. V. D. Evolução das rochas metamórficas do Rio Grande do Sul. In: HOLZ, M; DE ROS, L. F. (Ed.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, p. 79-118, 2000.

HARTMANN, L. A.; SCHNEIDER, J. O.; MCNAUGHTON, N. J. Detrital zircon U-Pb age data, and Precambrian provenance of the Paleozoic Guaritas Formation, Southern Brazilian Shield. **International Geology Review**, v.50, p. 364-374, 2008

HASENACK, H; WEBER, E. (Org.) **Base cartográfica vetorial contínua do Rio Grande do Sul** (escala 1: 50.000). Porto Alegre: UFRGS – Instituto de Biologia Centro de Ecologia, v. 1, DVD, 2010.

HEINS, W. A. Source rock texture versus climate and topography as controls on the composition of modern, plutoniclastic sand. In: JOHNSON, M.J., BASU, A. (Ed.), Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. **Geological Society of America, Special Publication 284**, p. 135-146, 1993.

HEINS, W. A. The use of mineral interfaces in sand-sized rock fragments to infer ancient climate. **Geological Society of America Bulletin 107**, p. 113-125. 1995.

HOU, X; JONES, B. Inductively Coupled Plasma/Optical Emission Spectrometry. **Encyclopedia of Analytical Chemistry: Applications, Theory and Instrumentation**, p. 1-17, 2000.

IBM, C. R. IBM SPSS Statistics for Windows, versão Q3 25.0 (64 bits). **Armonk, NY-EUA: IBM Corp**, 2017.

IGLESIAS, C. M. F. 2018a. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Curral de Pedras – SI.22-v-A-I, Estado do Rio Grande do Sul, escala 1:100.000**. Porto Alegre, CPRM - Programa Geologia do Brasil – PGB, 92p.

IGLESIAS, C. M. F. 2018b. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Passo São Diogo, Folha Sh.22-Y-C-IV, Estado do Rio Grande do Sul, escala 1:100.000**. Porto Alegre, CPRM - Programa Geologia do Brasil – PGB, 114p.

INGRAM, R. L. Sieve analysis. **Procedures in sedimentary petrology**, p. 49-67, 1971.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Divisão Territorial Brasileira 2016**. Rio de Janeiro, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Disponível em ftp://geoftp.ibge.gov.br/organizacao_do_territorio/estrutura_territorial/divisao_territorial/2016/DTB_2016_v2.zip, Acesso em: 13 de setembro de 2018, 2016.

_____. **Mapa da Vegetação do Brasil** (escala 1:5.000.000). Rio de Janeiro, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. 3ª edição. Disponível em ftp://geoftp.ibge.gov.br/informacoes_ambientais/vegetacao/mapas/brasil/vegetacao.pdf, Acesso em: 12 de setembro de 2018, 2004.

_____. **Mapa das Regiões Geográficas Estado do Rio Grande do Sul**. Rio de Janeiro, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Disponível em

ftp://geoftp.ibge.gov.br/organizacao_do_territorio/divisao_regional/divisao_regional_do_brasil/divisao_regional_do_brasil_em_regioes_geograficas_2017/mapas/43_regioes_geograficas_rio_grande_do_sul.pdf, Acesso em: 13 de setembro de 2018, 2017.

_____. **Mapa Exploratório de Solos do Estado do Rio Grande do Sul** (escala 1:1.000.000). Rio de Janeiro, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Disponível em ftp://geoftp.ibge.gov.br/informacoes_ambientais/pedologia/mapas/unidades_da_federacao/rs_pedologia.pdf, Acesso em: 13 de setembro de 2018, 2002.

_____. **Vegetação - Folha Pedro Osório SH.22-Y-C** (escala 1:250.000), em: Mapas temáticos do Projeto RADAM BRASIL do Rio Grande do Sul na escala 1:250.000, IBGE/SAA-RS (Convênio entre IBGE e Secretaria da Agricultura e Abastecimento do RS), Florianópolis, CD ROM, 2003.

JENNER, G. A. *et al.* ICP-MS - A powerful tool for high-precision trace-element analysis in Earth sciences: Evidence from analysis of selected USGS reference samples. **Chemical Geology**, v. 83, n. 1-2, p. 133-148, 1990.

JOHNSON, M.J. The system controlling the composition of clastic sediments. In: JOHNSON, M.J., BASU, A. (Ed.), Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. **Geological Society of America, Special Publication 284**, p. 1-19, 1993.

JOST, H; BITENCOURT, M. de F. Estratigrafia e tectônica de uma fração da faixa de Dobramentos de Tijucas no Rio Grande do Sul. **Acta Geologica Leopoldensia**, São Leopoldo, RS, v. 4, n. 7, p. 27-60, 1980.

KRZANOWSKI, W.J., **Principles of Multivariate Analysis: A User's Perspective** Oxford, U.K., Clarendon Press, 563 p. 1988.

KOESTER, E. **Petrologia e geocronologia dos granitoides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu**. 1995. 240p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1995.

KRIPPNER, A. *et al.* Heavy minerals and garnet geochemistry of stream sediments and bedrocks from the Almklovdalen area, Western Gneiss Region, SW Norway: Implications for provenance analysis. **Sedimentary Geology**, v. 336, p. 96-105, 2015.

KRUMBEIN, W. C. Application of logarithmic moments to size-frequency distributions of sediments. **Journal of Sedimentary Research**, v. 6, n. 1, p. 35-47, 1936.

_____. Size frequency distributions of sediments. **Journal of sedimentary Research**, v. 4, n. 2, p. 65-77, 1934.

KRUMBEIN, W. C; PETTIJOHN, J. **Manual of Sedimentary Petrography**. 1938.
KRZANOWSKI, W.J. **Principles of Multivariate Analysis: A User's Perspective**. Oxford, U.K., Clarendon Press, 563p, 1938.

LEITE, J. A. D. *et al.* SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. **International Geology Review**, v. 40, n. 8, p. 688-705, 1998.

LOUREIRO, P. O. *et al.* Magmatic evolution of Pinheiro Machado Complex in Monte Bonito region, southern, Brazil. Poster, **The 8th Hutton Symposium of Granites and Related Rocks**, Florianópolis-Brasil. 2015.

MANTOVANI, M. S. M.; HAWKESWORTH, C. J.; BASEI, M. A. S. Nd and Pb isotope studies bearing on crustal Evolution of southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.17, n.3, p. 263-268, 1987.

MCLENNAN, S. M. Weathering and Global Denudation. **The Journal of Geology**, v. 101, n. 2, p. 295–303, 1993.

MESQUITA, M. J. M.; GOMES, M. E. B. Correlação estrutural e geoquímica de granitóides sincinemáticos à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 1., 1991, São Paulo. **Resumos Expandidos do CBGq**, São Paulo, SBG, v. 3, p. 286-290, 1991.

MICROSOFT. **Microsoft® Excel® – Office 365**; versão 64 bits. [S.l.]: Windows 10 Home Single Language. Microsoft Corporation, 2019.

MINITAB. Minitab® Statistical Software Data Analysis, versão 18 (64 bits). **State College, PA - EUA: Minitab, LLC**, 2017.

MONTASER, A. **Inductively coupled plasma mass spectrometry**. John Wiley & Sons. 1998.

NADLONEK, W.; BOJAKOWSKA, I. Variability of chemical weathering indices in modern sediments of the vistula and odra rivers (Poland). **Applied Ecology and Environmental Research**, v. 16, n. 3, p. 2453-2473, 2018.

NARDI, L. V. S.; HARTMANN, L. A. O Complexo Granulítico Santa Maria Chico do Escudo Sul-Riograndense. **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo, RS, v.3, n.6, p. 45-76, 1979.

NESBITT, H. W. *et al.* Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies. **The Journal of Geology**, v. 104, n. 5, p. 525-542, 1996.

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. **Nature**, v. 299, n. 5885, p. 715, 1982.

_____. Formation and diagenesis of weathering profiles. **The Journal of Geology**, v. 97, n. 2, p. 129-147, 1989.

_____. Petrogenesis of sediments in the absence of Chemical weathering: effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy. **Sedimentology**, v. 43, n. 2, p. 341-358, 1996.

_____. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 48, n. 7, p. 1523-1534, 1984.

NICHOLS, G. **Sedimentology and Stratigraphy**. John Wiley & Sons, 419p, 2009.

PAIM, P. S. G.; CHEMALE JÚNIOR, F.; LOPES, R. C. A Bacia do Camaquã. In: HOLZ, M; DE ROS, L. F. (Ed.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: UFRGS-CIGO, p. 251-274, 2000.

PARKER, A. An index of weathering for silicate rocks. **Geological Magazine**, v. 107, n. 6, p. 501-504, 1970.

PHILIPP R. P. *et al.* O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão de geocronologia regional. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.32, n.2, p. 277-290, 2002.

PHILIPP, R. P. **A Evolução Geológica e Tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul**. 1998. 269p. v. 1. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

_____. Geologia dos granitóides da região de Monte Bonito, Pelotas. **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo, RS, v.14, n.33, p. 71-128, 1991

_____. **Geologia e petroquímica dos granitóides da região de Monte Bonito, Pelotas, RS**. 1990. 231p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.

PHILIPP, R. P.; MACHADO, R. Suítes graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: petrografia, tectônica e aspectos petrogenéticos. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 31, n. 3, p. 257-266, 2001.

_____. The late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 19, n. 4, p. 461-478, 2005.

PHILIPP, R. P.; MACHADO, R.; CHEMALE JÚNIOR, F. Reavaliação e novos dados geocronológicos (Ar/Ar, Rb/Sr e Sm/Nd) do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: implicações petrogenéticas e idade de reativação das zonas de cisalhamento. **Geologia USP, Série Científica**, São Paulo, v.3, p.71-84, 2003.

PHILIPP, R. P.; PIMENTEL, M. M.; CHEMALE JÚNIOR, F. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 46, p. 83-104, 2016.

PRICE, J. R.; VELBEL, M. A. Chemical weathering indices applied to Weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. **Chemical geology**, v. 202, n. 3-4, p. 397-416, 2003.

RAMGRAB, Gilberto Emilio; WILDNER, Wilson. **Geologia e recursos minerais da folha Pedro Osório RS, escala 1:250.000**. FOLHA SH.22-Y-C. Porto Alegre: CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil- PLGB, 2000.

RIO GRANDE DO SUL. Secretaria da Coordenação e Planejamento. **Atlas Socioeconômico do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: SCP, RS. 4ª edição Disponível em: <https://atlassocioeconomico.rs.gov.br/clima-temperatura-e-precipitaca>. Acesso em: 27 de novembro de 2018, 2019.

ROLLINSON, H. R. **Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation**. Singapore. Ongman. 380p, 1993.

RSTUDIO. RStudio® Open source & enterprise-ready professional software for R, Versão 1.2.1335 (64 bits). Disponível em: <https://download1.rstudio.org/desktop/windows/RStudio-1.2.1335.exe>. **Northern Ave, Boston, MA - EUA: RStudio, Inc**, 2019.

SAALMANN, K. *et al.* Sm–Nd isotope geochemistry o metamorphic volcano sedimentary successions in the São Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de la Plata craton. **Precambrian Research**, v.136, n. 2, p. 159-175, 2005.

SHAO, J.; YANG, S.; LI, C. Chemical indices (CIA and WIP) as proxies for integrated Chemical weathering in China: inferences from analysis of fluvial sediments. **Sedimentary Geology**, v. 265, p. 110-120, 2012.

SILVA, L. C. *et al.* SHRIMP U/Pb zircon dating of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, southernmost Brazil. **International Geology Review**, v.41, n.6, p.531-551, 1999.

_____. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan African systems of orogens. **Precambrian Research**, v.136, n.3, p. 203-240, 2005.

SOLIANI JÚNIOR, E. **Os dados geocronológicos do Escudo Sulrio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica**. São Paulo. 1986. 417p. 1v. Tese (Doutorado) Universidade de São Paulo, São Paulo, 1986.

SOLIANI JÚNIOR, E.; KOESTER, E.; FERNANDES, L. A. D. Geologia isotópica do Escudo Sul-rio-grandense, parte II: os dados isotópicos e interpretações petrogenéticas. **Geologia do Rio Grande do Sul. CIGO-UFRGS**, p. 175-230, 2000.

TAMBARA, G.B. **Gnaisses Piratini: Magmatismo de 784 Ma no sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS**. 2015. 52p, v. 1 Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2015.

TOLOSANA-DELGADO, R; VON EYNATTEN, H. Grain-size control on petrographic composition of sediments: compositional regression and rounded zeros. **Mathematical geosciences**, v. 41, n. 8, p. 869, 2009.

UDDEN, J. A. Mechanical composition of clastic sediments. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 25, n. 1, p. 655-744, 1914.

_____. Mechanical composition of wind deposits. **Augustana Library Publications**, v. 1, 69p, 1898.

VALLONI, R. Reading provenance from modern marine sands. In: Zuffa, G.G. (Ed.): **Provenance of Arenites**. Springer, Dordrecht, p. 309-332, 1985.

VASQUEZ M. L. **Evolução petrogenética dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul-RS**. 1997. 195p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

VAZQUEZ, F. M. Formation of gibbsite in soils and saprolites of temperate-humid zones. **Clay minerals**, v. 16, n. 1, p. 43-52, 1981.

VON EYNATTEN, H. *et al.* Sediment generation in humid Mediterranean setting: Grain-size and source-rock control on sediment geochemistry and mineralogy (Sila Massif, Calabria). **Sedimentary Geology**, v. 336, p. 68-80, 2015.

VON EYNATTEN, H.; BARCELÓ-VIDAL, C.; PAWLOWSKY-GLAHN, V. Composition and discrimination of sandstones: a statistical evaluation of different analytical methods. **Journal of Sedimentary Research**, v. 73, n. 1, p. 47-57, 2003a.

_____. Modelling compositional change: the example of Chemical weathering of granitoid rocks. **Mathematical Geology**, v. 35, n. 3, p. 231-251, 2003b.

VON EYNATTEN, H.; TOLOSANA-DELGADO, R. Geochemistry versus grain-size relations of sediments in the light of comminution, chemical alteration, and contrasting source rocks. 2011. Girona: **Universitat de Girona - Codawork**. Disponível em: <http://hdl.handle.net/10256/13624>. Acesso em: 20 de novembro de 2018, 2011.

VON EYNATTEN, H.; TOLOSANA-DELGADO, R; KARIUS, V. Sediment generation in modern glacial settings: grain-size and source-rock control on sediment composition. **Sedimentary Geology**, v. 280, p. 80-92, 2012.

VON EYNATTEN, H; DUNKL, I. Assessing the sediment factory: the role of single grain analysis. **Earth-Science Reviews**, v. 115, n. 1-2, p. 97-120, 2012.

WELTJE, G. J. Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology. **Earth-Science Reviews**, v. 57, n. 3-4, p. 211-253, 2002.

_____. Quantitative models of sediment generation and provenance: State of the art and future developments. **Sedimentary Geology**, v. 280, p. 4-20, 2012.

WELTJE, G. J; VON EYNATTEN, H. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. **Sedimentary Geology**, v. 171, n. 1-4, p. 1-11, 2004.

WENTWORTH, C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **The Journal of Geology**, v. 30, n. 5, p. 377-392, 1922.

WILDNER, W.; RAMGRAB, G. E. O Diorito Capim Branco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário Camboriú. **Boletim de Resumos Expandidos**. Balneário Camboriú: SBG, 1994. p. 61-62.

WORDEN, R. H. ANALYTICAL METHODS | Geochemical Analysis (Including X-ray). **Encyclopedia of Geology**, Elsevier, v. 1, p. 54-76, 2005.

YANG, S. Y. *et al.* Major element geochemistry of sediments from Chinese and Korean Rivers. **Geochimica**, v. 33, n. 1, p. 99-105, 2004.

ARTIGO SUBMETIDO**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

Composição de rochas, solos e sedimentos

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

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970, Porto Alegre, RS, BR (guilherme.madrid@ufrgs.br; andrea.jelinek@ufrgs.br)

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

³Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Centro de Estudos Costeiros, Limnológicos e Marinhos, Imbé, RS, BR (felipe.caron@ufrgs.br)

Número de palavras: 9341

Total de figuras: 9

Total de tabelas: 5

Resumo

O estudo dos processos sedimentares e da forma como a composição é modificada entre rocha, solo e sedimento, é fundamental para compreender os primeiros estágios da evolução dos sedimentos detríticos. Para compreender a inter-relação complexa entre os processos que geram todo o registro sedimentar, são necessários estudos em ambientes atuais. Para avaliar estes processos, foram amostradas rochas-fonte, perfis de alteração e sedimentos detríticos em drenagens do Arroio Santana, onde rochas graníticas pertencentes ao Batólito de Pelotas são expostas em clima subtropical úmido. As amostras foram separadas em oito intervalos granulométricos, variando de seixo a lama. A composição geoquímica destas amostras foi analisada por ICP-EOS. A composição química versus relações de tamanho de grão foi analisada por métodos estatísticos através de diagramas, gráficos de dispersão, análise dos componentes principais e avaliação da estrutura de covariância via análise biplot, está realizada a partir do tratamento dos dados, que consistiu fundamentalmente em transformações de razões log. Os resultados revelam um forte controle do tamanho do grão na composição dos solos e sedimentos, evidenciando a influência do fracionamento geoquímico. A partir do Índice Químico de Alteração foi possível verificar altos valores restritos às frações de grãos finos entre 60 e 86, e valores baixos a moderados entre 57 e 80 em frações finas. A análise forneceu uma descrição da composição e demais processos sedimentares e acredita-se que ela seja de grande valia para a construção de modelos abrangentes de geração de sedimentos em ambientes atuais.

Palavras-chave: Geoquímica; Geração de sedimentos; Tamanho de grão; Índice Químico de Alteração; Proveniência;

Abstract

The study of sedimentary processes and how the composition is modified between rock, soil, and sediment is fundamental to understand the early stages of the debris sediment evolution. To understand the complex interrelationship between the processes that generate the entire sedimentary record, studies in today's environments are needed. To evaluate these processes, source rocks, alteration profiles and detrital sediments were sampled in drainages of Arroio Santana, where granitic rocks belonging to Pelotas Batholith are exposed in a humid subtropical climate. The samples were separated into eight particle size ranges, ranging from pebble to mud. The geochemical composition of these samples was analyzed by ICP-EOS. The chemical composition versus grain-size ratios was analyzed by statistical methods through diagrams, scatter plots, principal component analysis, and covariance structure evaluation via biplot analysis, it is based on the treatment of data, which consisted mainly of transformations, of log reasons. The results reveal a strong control of grain size in the composition of soils and sediments, showing the influence of geochemical fractionation. From the Chemical Index of Alteration it was possible to verify high values restricted to fine-grain fractions between 60 and 86, and low to moderate values between 57 and 80 in fine fractions. The analysis provided a description of the composition and other sedimentary processes and is believed to be of great value for the construction of comprehensive sediment generation models in today's environments.

Keywords: Geochemistry; Sediment generation; Grain size; Chemical Index of Alteration; Provenance;

1 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 desde ambiente do intemperismo até a deposição, soterramento e preservação na bacia sedimentar (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 área fonte e 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 ser transportado, originando os sedimentos. Ao longo do transporte, processos físicos e químicos, tais como a abrasão e quebra mecânica, seleção hidrodinâmica, a mistura entre diferentes fontes e a adição de minerais neoformados, modifica a composição dos sedimentos (Johnsson, 1993). A composição dos sedimentos continua sendo modificada nos ambientes deposicionais e, finalmente, nos processos diagenéticos (Johnsson, 1993; Garzanti, 2016). As rochas sedimentares detríticas são o produto da sucessão, por vezes contínua, de processos sedimentares. Desvendar a sucessão de 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 forma como a composição é modificada entre rocha-fonte, solo e sedimento, é fundamental para compreender os primeiros estágios da evolução dos sedimentos detríticos (Garzanti *et al.*, 2009; von Eynatten *et al.*, 2015). 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). Para isso, o estudo do fracionamento composicional em ambientes atuais, permite compreender a influência da rocha-fonte, do clima e do relevo nesses processos (von Eynatten *et al.*, 2012, von Eynatten *et al.*, 2015).

Nesse trabalho, o efeito dos processos sedimentares no fracionamento geoquímico dos elementos maiores entre rocha-fonte, solo e sedimento em uma bacia hidrográfica atual foi avaliado. O estudo considerou o fracionamento geoquímico entre as frações granulométricas, demonstrando a complexa modificação química nos processos iniciais de produção de sedimentos.

2 CONTEXTO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo abrange a sub-bacia do Arroio Santana, incluída na Bacia Hidrográfica do Rio Piratini (Fig. 1). Na sub-bacia do Arroio Santana, as altitudes variam entre 253 e 31 metros 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 e médias mensais variando entre 13° e 23,6 °C (Embrapa, 2019).

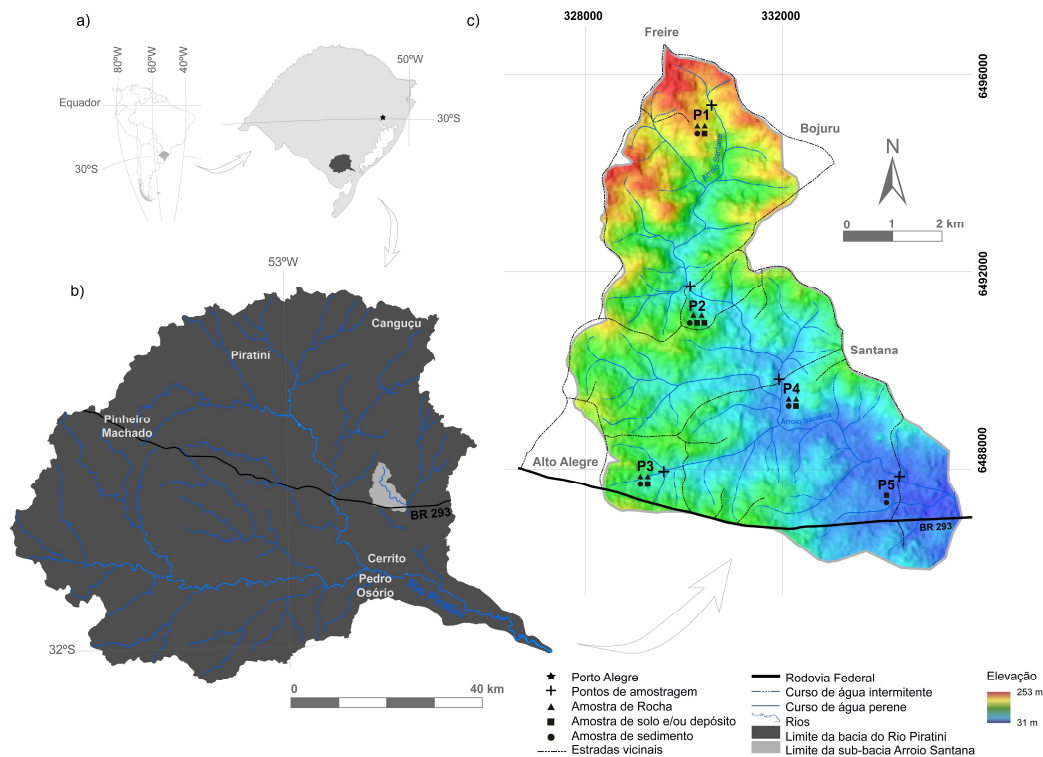


Figura 1: Sub-bacia do Arroio Santana em relação a Bacia Hidrográfica do Rio Piratini. (a) Bacia Hidrográfica do Rio Piratini em relação ao estado do Rio Grande do Sul; (b) localização da sub-bacia do Arroio Santana; (c) mapa hipsométrico da sub-bacia do Arroio Santana indicando os pontos onde foram coletadas amostras e as principais localidades (extraído e modificado de Hasenack e Weber, 2010; Explorer, 2019).

O substrato geológico da sub-bacia do Arroio Santana é composto exclusivamente por rochas do Batólito de Pelotas (Fig. 2). O Batólito de Pelotas corresponde a 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 em Suíte Intrusiva Pinheiro Machado, Suíte Intrusiva Erval, Suíte Intrusiva Viamão, Suíte Granítica

Dom Feliciano, Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul e Suíte Granítica Cordilheira (Philipp e Machado, 2001, 2005), formadas entre 640 e 550 Ma.

A sub-bacia do Arroio Santana está incluída na Suíte Pinheiro Machado e na Suíte Dom Feliciano. A Suíte Pinheiro Machado é composta por granitóides de composição granodiorítica a monzogranítica, com rochas tonalíticas, dioríticas e quartzo-dioríticas subordinadas (Philipp, 1998), ocorrendo juntamente com um amplo grupo de xenólitos de rochas gnáissicas e migmatíticas (Chemale Jr., 2000; Philipp *et al.*, 2016; Cruz, 2019). Petrologicamente, as rochas da Suíte Pinheiro Machado são cálcio-alcálicas de médio a alto-K da fase sin-colisional, possuindo também afinidade metaluminosa a fracamente peraluminosa, com assinaturas químicas compatíveis com as encontradas em granitóides gerados em ambiente 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 granitóides da Suíte Pinheiro Machado possuem idades entre 630 e 610 Ma e os xenólitos idades 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 com características pós-tectônicas. As rochas da Suíte Dom Feliciano apresentam valores elevados de SiO₂ (acima de 70%), alto teor de potássio, sendo classificado como álcali-cálcico a cálcio-alcálico e levemente peraluminosa, com assinaturas geoquímicas compatíveis com granitóides híbridos colocados em ambiente de arco vulcânico ou pós-colisionais com forte influência do manto metassomatizado (Philipp, 1998; Cruz, 2019). Os granitóides da Suíte Dom Feliciano possuem idades entre 600 e 550 (Cordani *et al.*, 1974; Soliani Jr., 1986; Babinski *et al.*, 1997; Philipp e Machado, 2005; Philipp *et al.*, 2016).

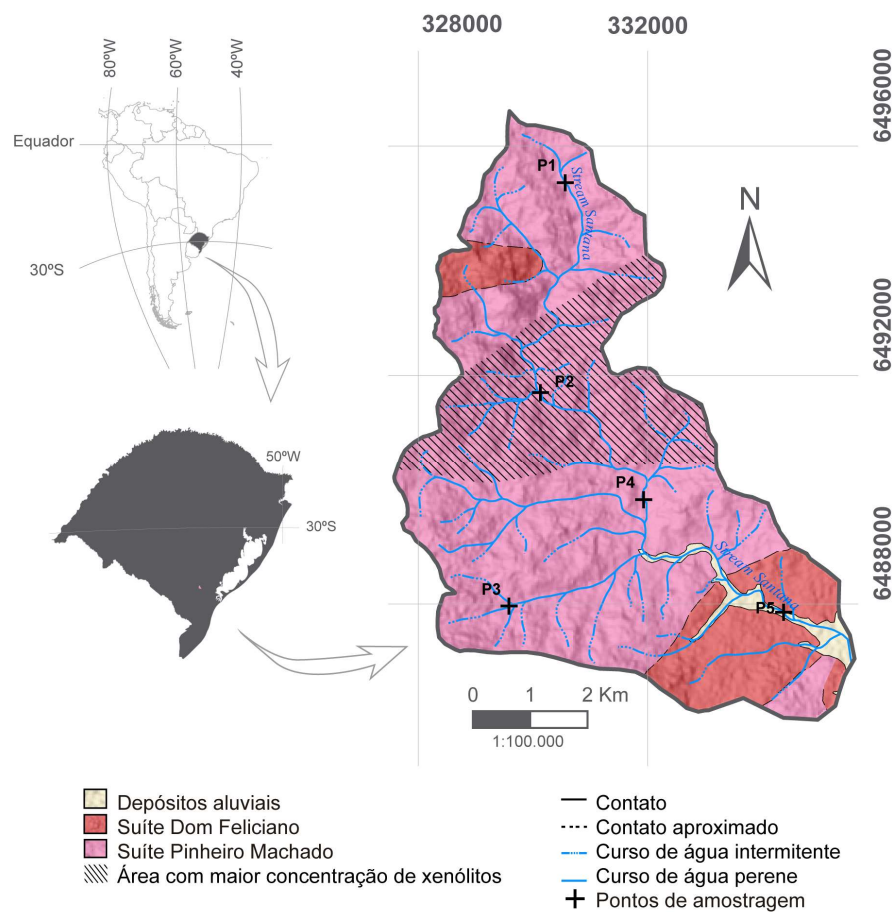


Figura 2: Mapa geológico simplificado da área de estudo (extraído e modificado de Hasenack e Weber, 2010; Cruz, 2019; Explorer, 2019).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Para determinar a composição das rochas da área fonte, solos e 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 realizar a descrição das rochas fonte, perfis de alteração, depósito sedimentares e a coleta de amostras. A amostragem foi realizada para obter amostras representativas das rochas da área fonte, dos perfis de alteração, e dos sedimentos que ocorrem nas drenagens de 1ª ordem da sub-bacia do Arroio Santana da Bacia do Rio Piratini (Fig. 1). Foram coletadas amostras em cinco pontos conforme mostrado na tabela 1, totalizando 19 amostras coletadas.

		P1	P2	P3	P4	P5		
	Coord. mE	330.564	330.130	329.595	331.929	334.368	Total	
	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			
Tipos de amostras coletadas	Solo e Depósito	P1Soil	P2SoilA	P2SoilB	P3Soil	P4Soil	P5Dep	
	Intervalo							
	F1 (-3 a -2 φ) Seixo	P1SoilF1	P2SoilAF1	P2SoilBF1	P3SoilF1	P4SoilF1	P5DepF1	48
	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	
	Sedimento	P1Sed	P2Sed	P3Sed	P4Sed	P5Sed		
	Intervalo							
	F1 (-3 a -2 φ) Seixo	P1SedF1	P2SedF1	P3SedF1	P4SedF1	P5SedF1	40	
	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 1: Pontos de amostragem, sendo ϕ o logaritmo negativo do diâmetro de grão d para a base de 2 ($\phi = -\log_2 d$) de Krumbein (1936). As coordenadas estão expressas na Projeção Universal Transversa de Mercator (UTM), datum *South American Datum 1969* (SAD-69), zona 22 Sul.

Os locais de amostragem P1 a P4 ocorrem em regiões onde predominam processos erosivos. Nessas áreas foram coletadas amostras de rocha-fonte (Fig. 3a), solo não-transportado

(Fig. 3b) e sedimento detrítico (Fig. 3c). Os pontos de amostragem P1 e P3 estão localizados na posição mais a montante entre os pontos onde foram coletadas as amostras. O local P1 está localizado na sub-bacia do Arroio Santana e o local P3 em um canal da sub-bacia (Fig. 1). Os pontos de amostragem P2 e P4 se localizam a jusante do P1, na mesma sub-bacia. No ponto de amostragem P5, ocorre predomínio de processos de deposição (Fig. 3d). Nesse local, ocorrem depósitos recentes de areia e terraços fluviais (Fig. 3e).

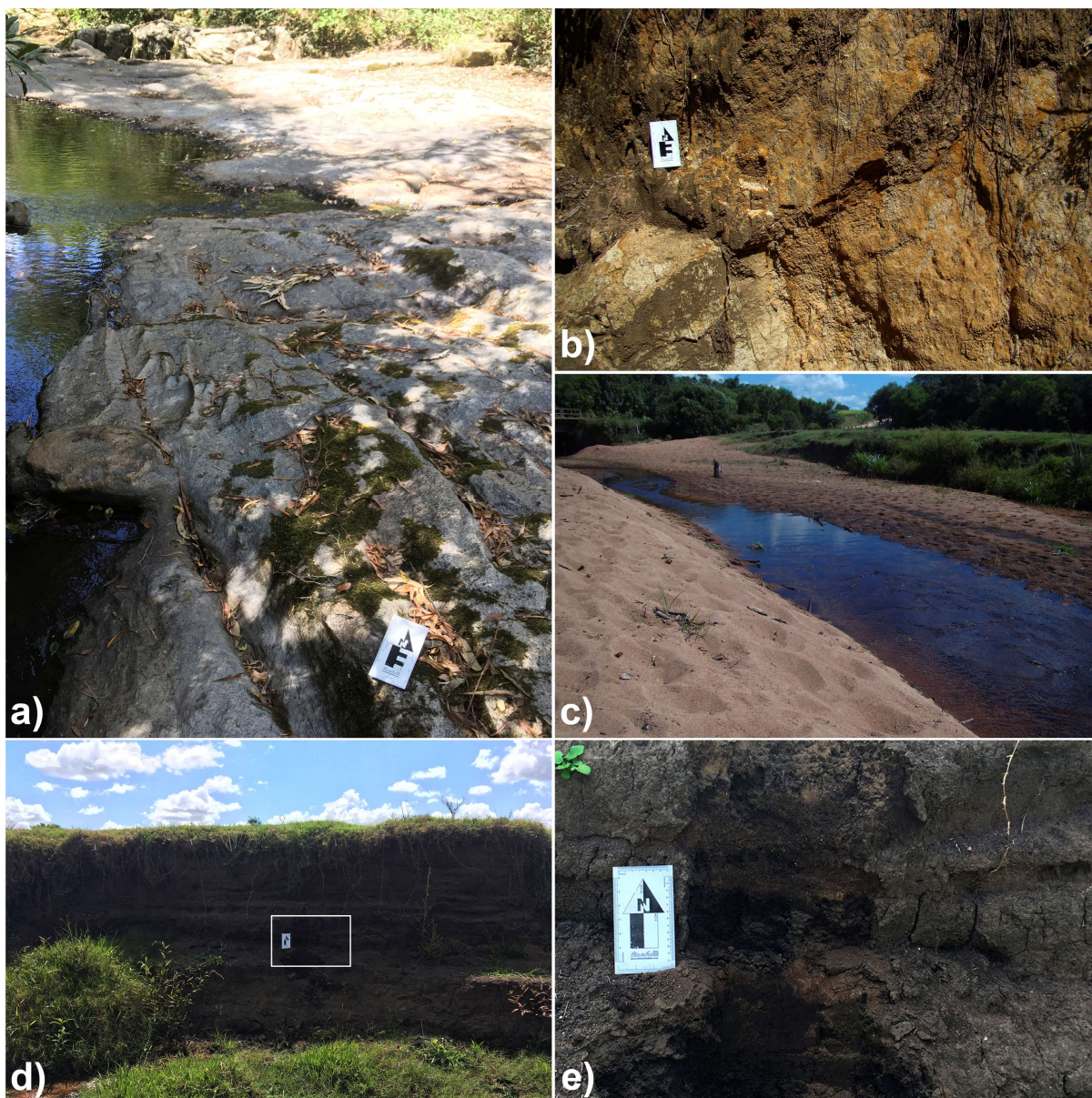


Figura 3: Imagens da área de estudo apresentando os locais e tipos de amostra coletados para análise. (a) Afloramento rochoso, (b) perfil de solo não-transportado, (c) sedimento detrítico à jusante do Arroio Santana, (d) depósito de areia em terraço fluvial, e (e) detalhe do terraço fluvial.

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

8 sub-amostras por ponto de solo e sedimento com um total de 88 amostras como mostra a tabela 1, mais 8 amostras de rocha, totalizando 96 amostras.

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) e 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 expressos em porcentagem (%), SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃^{tot}, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅ por ICP95A. A perda ao fogo - PF (*Loss on Ignition - LOI*), foi dada pela diferença de peso após calcinação a 405°C ou 1000°C.

Os dados composicionais foram transformados para razões log (Aitchison, 1986), onde 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). Esta operação transforma os dados do seu espaço de amostra restrito, o *Simplex S^d*, no espaço real R^{d-1} , onde 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, foi utilizado metade do valor do limite de detecção.

Foi realizada avaliação da estrutura da covariância por análise *biplot* composicional, que é uma representação 2D da variabilidade de um conjunto de dados composicionais multivariados baseado em análise de componentes principais (Gabriel, 1971; Krzanowskim, 1988; Aitchison, 1990; Aitchison e Greenacre, 2002; von Eynatten *et al.*, 2003a, 2003b). O conjunto de dados foi transformado usando 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).

4 RESULTADOS

Os resultados das análises geoquímicas das amostras de rocha, solo, sedimento e depósito estão apresentados nas tabelas 2, 3, 4 e 5, incluindo a concentração dos 10 elementos maiores, expressos em %, a perda ao fogo (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 (Fig. 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 SiO₂ aumenta da fração granulométrica F1 a F3 e diminui da fração F4 a F8 (Fig. 4). Por outro lado, os teores de Al₂O₃, Fe₂O₃^{tot}, MnO, MgO, CaO, Na₂O, TiO₂ e PF tendem a diminuir entre as frações F1 e F3 e aumentar entre F4 e F8 (Fig. 4).

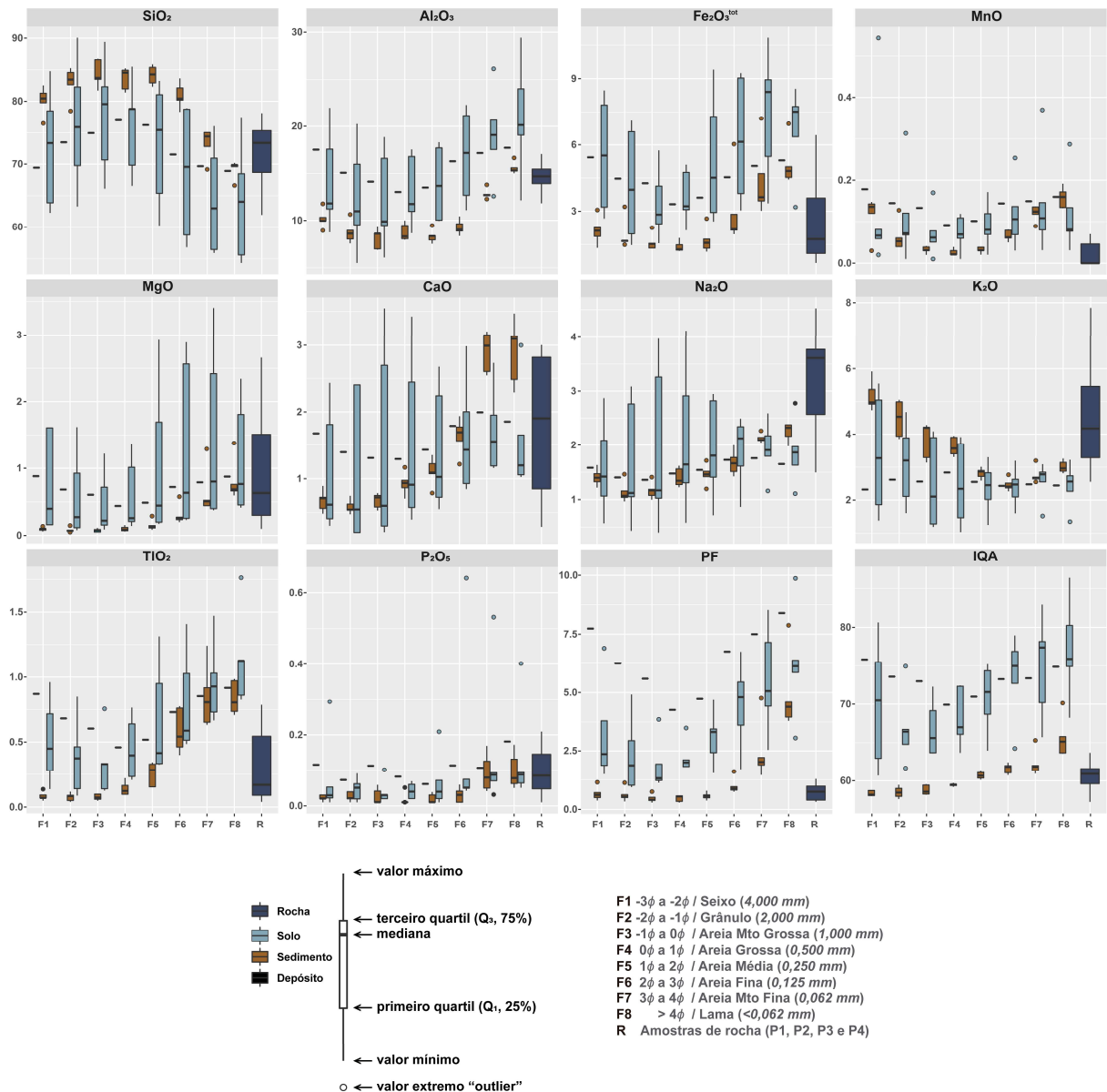


Figura 4: Mediana, quartis e valores máximos e mínimos da concentração em (%) de elementos maiores e do Índice Químico de Alteração (IQA) das amostras de solo, sedimento, depósito e rocha.

A figura 5 ilustra a variação da concentração de elementos maiores entre as amostras de solo e sedimento em relação as frações granulométricas de seixo F1 (-3 φ a -2 φ) até lama F8 (>4 φ). Os teores de SiO₂ tendem a aumentar entre a F1 e F3 e reduzir entre a F4 e F8, tanto para as amostras de solo quanto para as amostras de sedimento. As amostras de sedimento tendem a conter teores maiores de SiO₂ do que os solos. 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 (Fig. 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 mostram valores similares desses elementos. K₂O é concentrado nas frações mais grossas, entre F1 e F5. As amostras P2SoilA e P2SoilB possuem composição distinta entre as demais amostras de solo, sendo depletadas em SiO₂ e enriquecidas em Al₂O₃, MgO, CaO, Na₂O e TiO₂ em relação as amostras de solo.

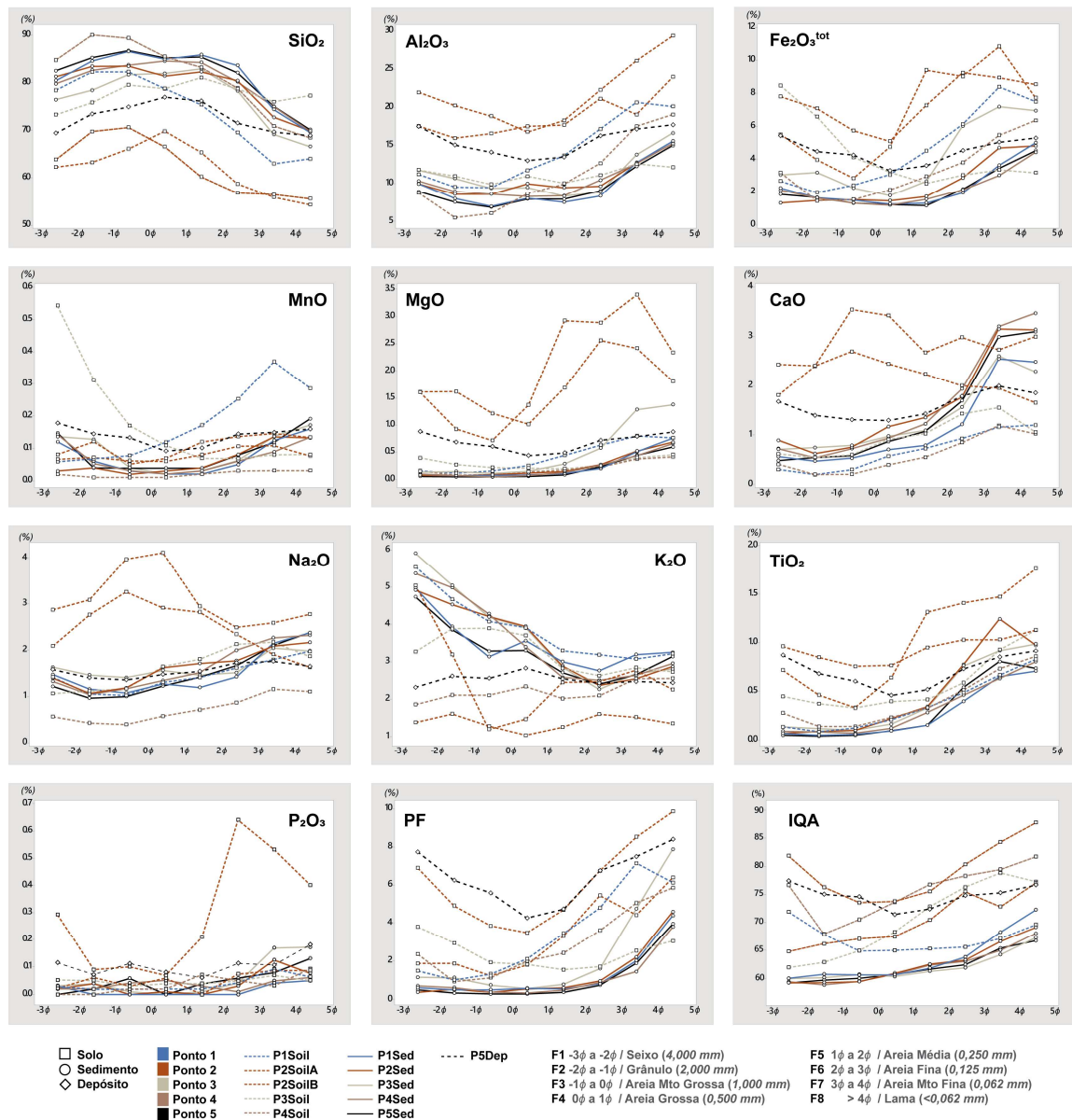


Figura 5: Concentração em (%) de elementos maiores e do Índice Químico de Alteração (IQA) para as amostras de solo, sedimento e depósito *versus* tamanho de grão, expressos em phi (ϕ) de seixo (-3ϕ a -2ϕ) a lama ($>4 \phi$).

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

Tabela 2: Concentrações de elementos maiores expressos em porcentagem (%) nas amostras de rocha. *IQA calculado de acordo com Nesbitt e Young (1982) e Fedo *et al.*, (1995).

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

Tabela 3: Concentrações de elementos maiores expressos em porcentagem (%) nas amostras de solo. *IQA calculado de acordo com Nesbitt e Young (1982) e Fedo *et al.*, (1995).

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

Tabela 4: Concentrações de elementos maiores expressos em porcentagem (%) nas amostras de sedimento. *IQA calculado de acordo com Nesbitt e Young (1982) e Fedo *et al.*, (1995).

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

Tabela 5: Concentrações de elementos maiores expressos em porcentagem (%) nas amostras do depósito. *IQA calculado de acordo com Nesbitt e Young (1982) e Fedo *et al.*, (1995).

A avaliação da estrutura de covariância no conjunto de dados de solo e sedimento mostra que o primeiro componente principal (PC1; Fig. 6) captura ~ 63,1% da variabilidade total e é caracterizado por fortes cargas positivas de TiO₂, MgO e cargas negativas de SiO₂, K₂O, Al₂O₃ e Na₂O. Ocorre diminuição aproximadamente linear das frações mais grossas para as mais finas de SiO₂, K₂O, Na₂O e Al₂O₃ em relação a Fe₂O₃^{tot}, TiO₂ 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. Isto, 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 amostra 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 SiO₂, K₂O, Na₂O e Al₂O₃ nas frações granulométricas mais grossas entre F1 e F4, e MgO, TiO₂ e P₂O₅ nas frações mais finas entre F5 e F8.

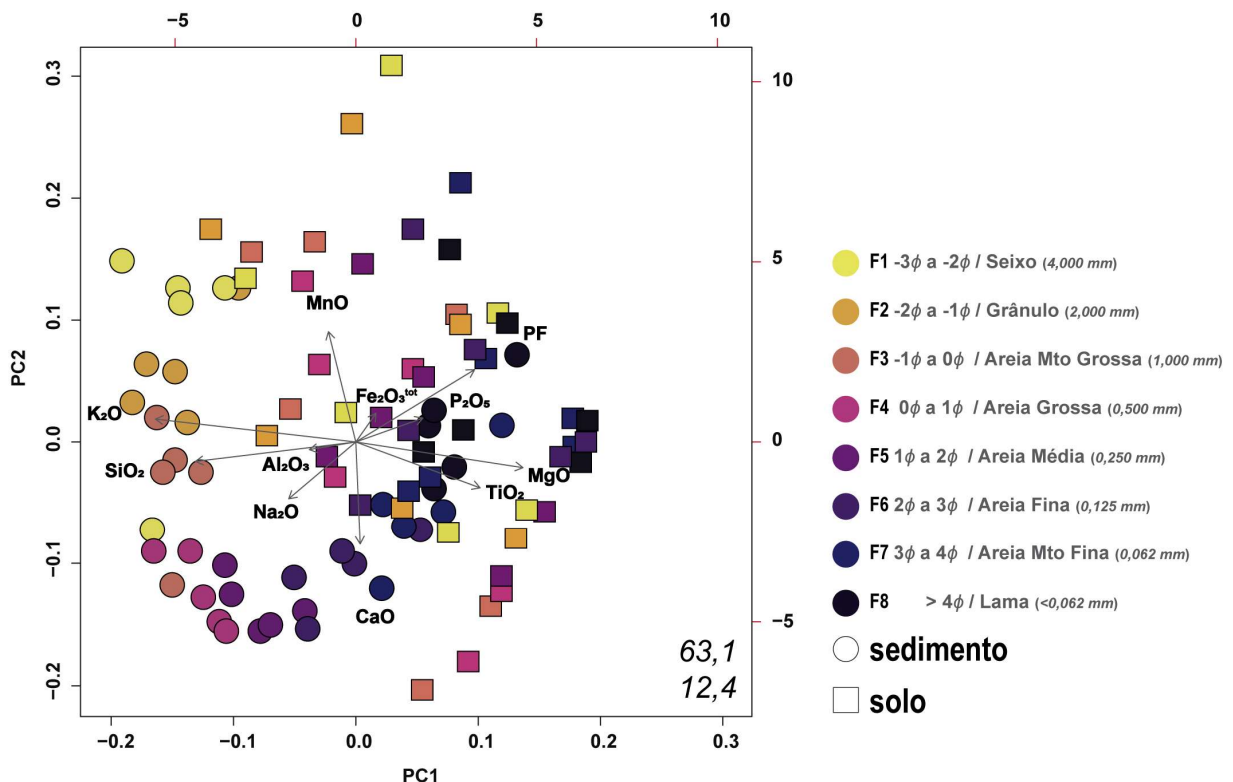


Figura 6: *Biplot* composicional dos dados geoquímicos *clr*-transformados de acordo com Aitchison (1986, 1990). Símbolos refletem as amostras de solo e sedimento e a coloração refere-se a classe de tamanho de grão (conforme tabela 1). Um determinado valor x representa a classe de tamanho de grão de $x \leq \phi b x + 1$ 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).

5 DISCUSSÕES

A erosão da superfície terrestre resulta em um fluxo de sedimentos das regiões fonte para as depressões deposicionais (Folk, 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). Segundo Allen (2017), este conceito até então não era utilizado por grande parte dos pesquisadores, apesar do fato de que a proveniência sedimentar é baseada na mineralogia dos sedimentos (Pettijohn *et al.*, 1987) na sua composição (Dickinson e Suczek, 1979) e paleocorrentes (Potter e Pettijohn, 1977) que tem sido estudado sistematicamente há muitos anos. Essa ligação entre a fonte e a deposição pode ser feita modelando a feição dos sedimentos a partir de horizontes erosionais, principalmente em termos de aporte (volumes e fluxos), mas também em termos da composição de sedimentos e do seu tamanho de grão (Johnsson, 1993; Weltje e von Eynatten, 2004; von Eynatten *et al.*, 2012, 2015), e inversamente pela reconstrução das características da área fonte a partir da mineralogia detrítica, termocronologia e geocronologia (Allen, 2008; Allen, 2017).

O caminho dos sedimentos clásticos desde a sua produção até a deposição final e soterramento envolve diversos processos geológicos controlados por uma série de fatores, sendo eles o soerguimento e exposição da rocha fonte, os processos de intemperismo *in situ*, a erosão, o transporte, a deposição, o soterramento, a diagênese e a litificação (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 processos de fluxos gravitacionais e/ou erosão pluvial, processos que irão levar os sedimentos das áreas fonte para as porções topograficamente rebaixadas, alimentando os sistemas fluviais. Os sistemas fluviais são os responsáveis por transportar os sedimentos das regiões fonte até as bacias sedimentares. Nas bacias sedimentares, os processos de deposição podem gerar seleção dos clastos com relação ao tamanho, forma e densidade das partículas, até a deposição final e soterramento, onde os sedimentos irão sofrer processos de litificação e diagênese (Allen e Allen, 2005).

Analisando os dados Arroio Santana e o do canal que desagua no mesmo, sendo estes pontos estabelecidos em regiões topograficamente mais altas da sub-bacia (Fig. 1c; P1 e P3) é possível observar uma pequena diferença na composição das amostras. De forma geral a principal diferença está nas concentrações de SiO_2 , onde P1 possui um empobrecimento em relação as amostras de P3. Já Al_2O_3 e $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$, concentran-se mais em P1. E os demais elementos possuem concentrações maiores em P1 em relação a P3.

A composição química das amostras referentes aos pontos P1 e P3 apresenta valores de SiO_2 em P1Soil com baixa variação, valores entre 73% e 77% em todas os intervalos de tamanho de grão, contrastando com os valores da amostra de P1Sed que apresenta valores de ~75% nas frações mais grossas, diminuindo até ~66% nas frações mais finas. Já os valores de P3Soil apresentam uma acentuada diminuição, valores entre 78% a 64%, sendo essa diminuição a partir da F4. Os valores da amostra P3Sed também apresentam uma fraca variação, mas assim como P1Sed, tende a diminuir até as frações menores.

Logo, avaliando todos os gráficos de dispersão de tamanho de grão por elementos maiores para as amostras de solo de P1 e P3 verifica-se que na amostra P1Soil ocorre um

aumento nos elementos Al_2O_3 , TiO_2 , CaO e Na_2O um decréscimo em $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$, MnO , K_2O e PF e uma pequena variação de SiO_2 , MgO , MgO e P_2O_5 . E na amostra P3Soil ocorre um decréscimo de SiO_2 e K_2O e aumento em todos os outros elementos Al_2O_3 , TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$, MnO , MgO , CaO , Na_2O e PF com a redução no tamanho de grão.

Enfim, as amostras de sedimento P1Sed e P3Sed, ocorre uma diminuição de SiO_2 e K_2O conforme a redução no tamanho de grão e um aumento em todos os demais elementos Al_2O_3 , TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$, MnO , MgO , CaO , Na_2O , P_2O_5 e na PF.

5.1 Intemperismo químico

Entre o vasto número de *proxies* para analisar o desgaste químico em sedimentos e solos o Índice Químico de Alteração (IQA) (*Chemical Index of Alteration* - CIA; Nesbitt e Young, 1982) é de longe o mais popular (e.g., Duzgoren-Aydin *et al.*, 2001; Price e Velbel, 2003; Bahlburg e Dobrzinski, 2011). E essencialmente descreve o grau de remoção de Ca^{2+} , Na^+ e K^+ , normalizado para Al, através da transformação de feldspatos em minerais de argila, descrevendo essencialmente o intemperismo químico dos minerais feldspáticos. Este índice é calculado usando proporções moleculares de Na_2O , K_2O , CaO e Al_2O_3 através da seguinte equação: $\text{IQA} = (\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})) \times 100$, onde CaO^* representa o teor de CaO incorporado na fração de silicato (Fedo *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 (Al, Ti) durante o intemperismo (Nesbitt e Young, 1982; Nesbitt *et al.*, 1996). Por outro lado, valores baixos de IQA indicam ausência de alteração química e, conseqüentemente, podem refletir condições de clima frio e/ou árido na área de origem (Nesbitt e Young, 1982, 1989; Fedo *et al.*, 1995). Valores de IQA = 50-60 indica um intemperismo incipiente, IQA = 60-80 um intemperismo intermediário, IQA acima de 80 indica um intemperismo extremo e um valor de IQA = 100 indica intenso intemperismo com a remoção completa de elementos alcalinos e alcalino-terrosos da matriz da rocha (Nesbitt e Young, 1982; McLennan *et al.*, 1993). Rochas graníticas frestas e feldspatos têm normalmente IQA entre 40-50, enquanto materiais extremamente intemperizados, compostos de, por exemplo, caulinita, gibbsita podem atingir valores de até 100 (e.g., Nesbitt e Young, 1982, 1984, 1989; Vazquez, 1981; Condie, 1993;), rochas pelíticas que tipicamente passam por um maior intemperismo, produzem valores de IQA de ~70 (e.g., IQA = 70 em xistos do *Post Archean Australian Shale* - PAAS; Taylor e McLennan, 1985; e IQA = 69 nos xistos da *Upper Continental Crust* - UCC; Condie, 1993).

Os valores calculados do IQA resultaram nos seguintes valores, amostras de rocha entre 57,2 e 63,7, com média em P1 de 59,7; P2: 60,5; P3: 60,2; e P4: 61,6, indicando um baixo IQA. As amostras de solo variam de acordo com o tamanho de grão, apresentando na F1 valor mínimo de 60,8 e máximo de 80,7, com média (\bar{n}) de 71,2; F2: 61,7 e 75,1 com \bar{n} de 68,2; F3: 63,7 e 73,4 com \bar{n} de 68,1; F4: 63,8 e 72,6 com \bar{n} de 68,7; F5: 64,1 e 75,6 com \bar{n} de 71,0; F6: 64,4 e 79,1 com \bar{n} de 74,0; F7: 65,9 e 83,2 com \bar{n} de 75,1; e F8: 68,4 e 86,6 com \bar{n} de 77,2. Logo, as amostras de solo indicam um IQA intermediário, no entanto valores moderadamente altos ocorrem nas amostras de fração mais fina a partir da F5 e alguns pontos já indicando um intemperismo extremo (canto inferior direito, Fig. 4; IQA). Já nas amostras de sedimento a F1 resultou uma valor mínimo de 58,1 e máximo 58,9 com média de 58,4; F2: 57,7 e 59,6 com \bar{n} de 58,6; F3: 58,3 e 59,5 com \bar{n} de 58,9; F4: 59,2 e 59,7 com \bar{n} de 59,5; F5: 60,1 e 61,3 com \bar{n} de 60,8; F6: 60,7 e 62,6 com \bar{n} de 61,7; F7: 63,1 e 67,0 com \bar{n} de 64,7; e F8: 65,5 e 71,1 com \bar{n} de 67,5, evidenciando um IQA entre fraco a intermediário.

Os valores retratam uma faixa muito ampla no IQA variando desde 57,2 a 86,6, ou seja, amostras quase “frescas” com intemperismo químico baixo, a muito desgastados (Fig. 4; IQA), com intemperismo químico alternando entre intermediário e extremo conforme intervalo criado por Nesbitt e Young (1982). Existe também uma distinção clara entre os três conjuntos de

amostras. Onde, as amostras de rocha exibem média de 60,4 com um intemperismo incipiente, os sedimentos com os menores valores do IQA, e solo exibindo os valores mais elevados. Em geral, os valores do IQA exibem um aumento acentuado com a diminuição do tamanho dos grãos.

A partir dos valores do IQA, foram modelados diagramas ternários (Fig. 7) a fim de compreender as tendências do intemperismo. Analisando o diagramas A-CN-K (Fig. 7) foi possível notar que as amostras de sedimento plotam em um alinhamento com as amostras de rocha e as amostras de solo ocorrem em um padrão de maior dispersão e evidenciam a alteração química, principalmente nas frações maiores que F6, refletindo o intemperismo aluminoso dos argilominerais encontrado nas frações mais finas e mostra a variação do IQA nas amostras.

Deve-se notar que os valores do IQA ou outros índices de intemperismo não dependem exclusivamente do grau de intemperismo químico. Outros fatores tais como composição inicial da rocha fonte (Nesbitt e Young, 1984), tamanho do grão (von Eynatten *et al.*, 2012), ou definições de proveniência, incluindo unidades ricas em silicato de folha ou reciclagem de sedimentos (Garzanti e Resentini, 2016), tendem a adicionar uma variação significativa aos valores calculados da IQA.

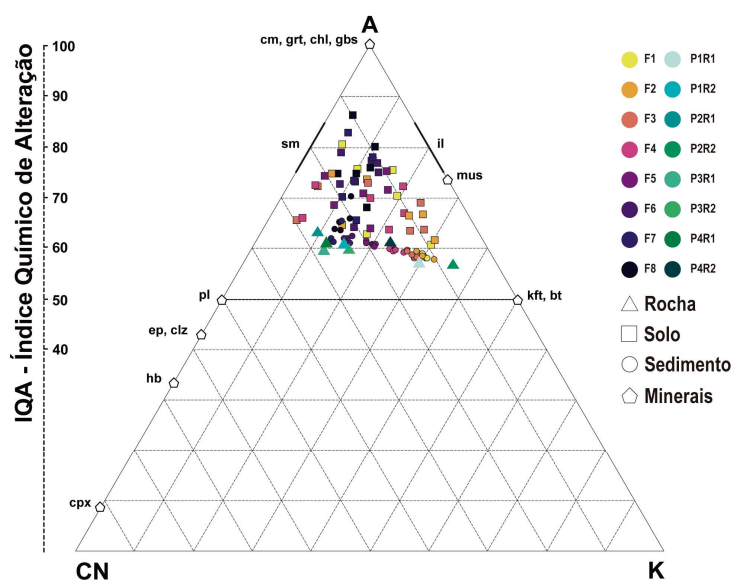


Figura 7: Diagrama ternário A-CN-K de acordo com Nesbitt e Young (1982, 1984, 1989, 1996) e Nesbitt *et al.* (1996): A = Al₂O₃, C = CaO para fases silicáticas, N = Na₂O, K = K₂O; todos em proporções molares. Abreviaturas das frações (F1 – F8) conforme intervalos ilustrados na tabela 1; Abreviaturas dos minerais: bt – biotita, chl – clorita, clz – clinozoisita, cpx – clinopiroxênio, ep – epidoto, gbs – gibbsita, grt – granada, hb – hornblenda, il – ilita, kft – feldspato potássico, mus – muscovita, pl – plagioclásio, sm – esmectita.

5.2 Intemperismo no ambiente de formação do solo

Analisando os concentrações médias das amostras de rocha em comparação com os intervalos analisados das amostras de solo, é possível constatar que em P1Soil as amostras após processo de intemperismo enriquecem em SiO₂ para todos os intervalos e Fe₂O₃ na fração mais grossa, comparado com a valor médio das amostras de rocha de P1 e um empobrecimento em Al₂O₃, e nos demais elementos maiores. P2SoilA e P2SoilB apresentam-se contrastantes a P1Soil com decréscimo nos valores de SiO₂ e aumento considerável em Al₂O₃ e Fe₂O₃ em comparação com a média das rochas de P2. Com leve enriquecimento em MnO, MgO e CaO, e forte empobrecimento em K₂O. P3Soil e P4Soil mostram comportamento similar, com enriquecimento em SiO₂ no intervalo entre F1 a F5 e empobrecimento entre F6 a F8. Al₂O₃ e

Fe_2O_3 exibem empobrecimento comparado com as amostras de rocha até o intervalo F5, onde a partir deste ocorre um aumento considerável em sua concentração, os demais elementos apresentam-se empobrecidos. E PF mostra-se enriquecido em todas as amostras, visto que a PF é maior nas amostras de solo visto a maior quantidade de argilominerais, matéria orgânica e mineais hidratados.

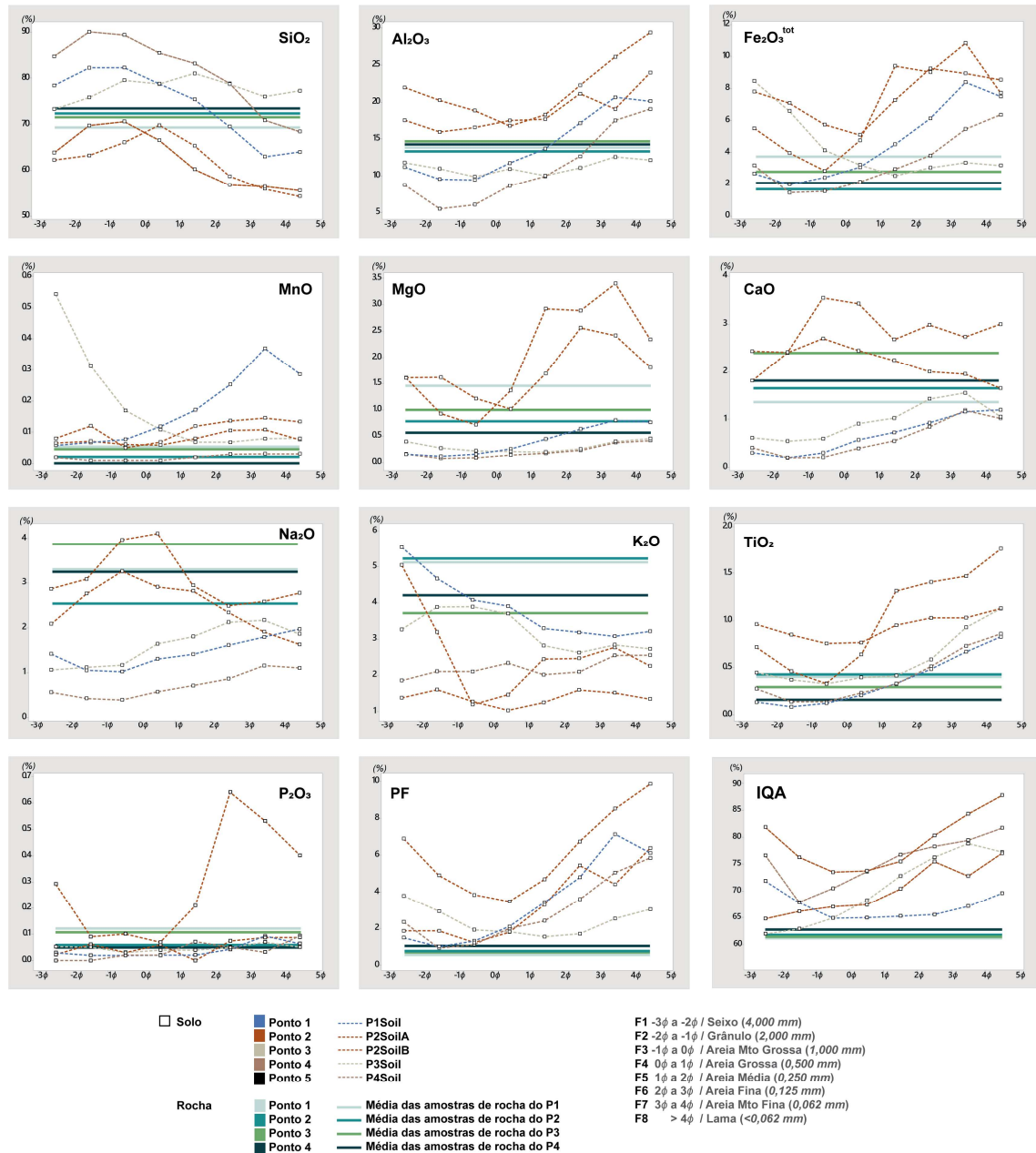


Figura 8: Concentração em (%) de elementos maiores e do Índice Químico de Alteração (IQA) para as amostras de solo *versus* tamanho de grão expressos em phi (ϕ) de seixo (-3ϕ a -2ϕ) a lama ($>4\phi$), e as concentração médias das amostras de rocha.

Em geral, as concentrações médias das amostras de rocha ilustradas na (Fig. 8) em comparação com as concentrações de solo *versus* o intervalo de tamanho de grão, é possível observar que as concentrações de SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O das amostras de rocha, estão em média superiores ou com comportamento similar as amostras de solo, havendo enriquecimento e empobrecimento variando as frações granulométricas. Já Fe_2O_3 , MnO , TiO_2 , P_2O_5 e PF estão menores que as concentrações de solo.

5.3 Modificação ao longo do transporte

O transporte ocorrido após 13,46 Km da montante até a jusante, caminho este passando entre os pontos P1, P2, P4 até P5 (Fig. 1c) apresenta enriquecimento e evolução nas concentrações dos sedimento, evidenciando o fracionamento geoquímico. Alguns elementos também expõem empobrecimento em detrimento de outros conforme o aumento ou diminuição do tamanho de grão. SiO₂ nos intervalos de fração mais grossa (Seixo a Areia Muito Média) apresenta alto enriquecimento com um declínio em intervalos de fração mais fina (Areia Média a Lama). Os elementos Al₂O₃, Fe₂O₃, e MgO exibem um declínio em sua concentração todos os intervalos. Os elementos MnO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂ e P₂O₅ exibem nas porções finas (Areia Média a Lama) em aumento considerável em sua concentração. De forma geral em todo o transporte ocorrido nesta drenagem é claro o aumento de SiO₂, em detrimento dos demais elementos, mostrando concentrações menores em porções mais a montante e maiores a jusante.

O transporte que ocorreu entre o P3 (Fig. 1c; ponto este também a montante, estando à esquerda da drenagem principal, sendo um canal que desagua no Arroio Santana) até P5 este mais distal da sub-bacia (Fig. 1c). Os sedimentos percorrem aproximadamente 6,22 Km e também evidência enriquecimento e decréscimo nos intervalos de tamanho de grão. Com aumento em SiO₂, MnO, CaO, TiO₂ e P₂O₅ e decréscimo em Al₂O₃ principalmente.

Os sedimentos de P5 em comparação com os demais pontos, encontram-se com concentrações maiores do que todos os demais pontos, P1, P2, P3 e P4, evidenciando a evolução que ocorreu nos sedimentos neste drenagem.

As composições químicas medidas da F4 geralmente refletem a composição média das rochas-fonte (Fig. 9). Apenas pequenos desvios são observados para SiO₂, Al₂O₃ e Na₂O. Observe que, para todos os óxidos, as médias das amostras de rocha estão dentro da faixa para todo o espectro de tamanho de grão. Em outras palavras, pode-se obter as médias das rochas relatadas como uma mistura das composições de sedimentos observadas. Com a diminuição do tamanho dos grãos, as composições diferem fortemente da composição inicial da rocha, com alguns óxidos de elementos principais mostrando padrões fortemente contrastantes, enquanto outros são muito semelhantes. Por exemplo, o padrão de variabilidade dos dados percentuais de MgO, Fe₂O₃^{tot} e MnO com tamanho de grão é extremamente semelhante, sugerindo que esses elementos derivam amplamente da mesma fase mineral (por exemplo, biotita).

Uma similaridade também pode ser observada entre CaO e P₂O₅, sugerindo um enriquecimento significativo de apatita nas frações mais finas (F6 a F8). Como esperado, SiO₂ e Al₂O₃ mostram padrões reversos com um máximo pronunciado em SiO₂ (mínimo em Al₂O₃) no mesmo intervalo. Na₂O e K₂O também apresentam um padrão reverso, enquanto Na₂O aumenta conforme o tamanho de grão diminui, K₂O aumenta suas concentrações. E TiO₂ mostra o aumento mais constante com a diminuição do tamanho do grão (com exceção do intervalo F8).

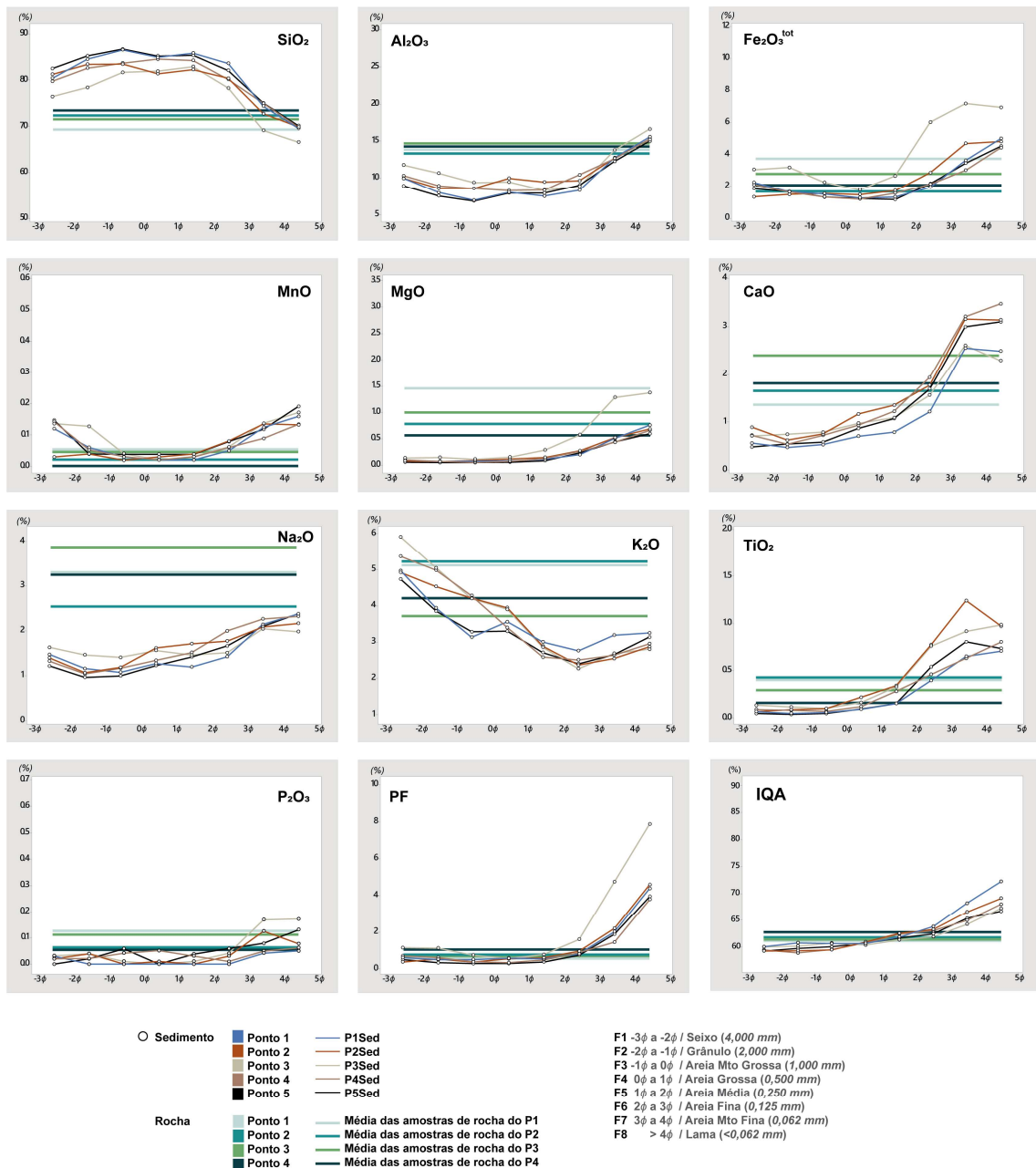


Figura 9: Concentração em (%) de elementos maiores e do Índice Químico de Alteração (IQA) para as amostras de sedimento *versus* tamanho de grão expressos em phi (ϕ) de seixo (-3 ϕ a -2 ϕ) a lama (>4 ϕ), e as concentração médias das amostras de rocha.

6 CONCLUSÕES

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

- (I) Que existe uma grande influência dos tamanhos de grão e na composição dos solos e sedimentos. Além disso uma tendência progressiva de enriquecimento/depleção visível em vários elementos: em frações mais finas o enriquecidos em elementos máficos e empobrecidos em elementos félsicos tanto em solo quanto sedimento, evidenciando o fracionamento geoquímico.

- (II) A composição química vs. a granulometria revelou através da análise estatística dos gráficos de dispersão e da análise *biplot* que os elementos principais sofrem um forte controle do tamanho de grão na composição dos solos e sedimentos estudados.
- (III) O índice químico de alteração 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 modelados entre 57 e 80 nas frações com maior tamanho de grão (seixo a areia grossa) em todo o conjunto de amostras.
- (IV) Os valores calculados pelo Índice químico de alteração exibiram para amostras de rocha, média de 60,4 indicando uma baixa alteração. Solo variou conforme o intervalo de tamanho de grão, exibindo uma alteração intermediária, com valores moderadamente altos em média 75, exibindo no intervalo de fração menor fração (Areia fina a lama) pontos já indicando um intemperismo extremo. Amostras de sedimento resultaram em uma alteração entre fraca a intermediária com média de 64. O índice exibiu também uma ampla faixa de alteração, contendo frações com intemperismo incipiente até altos índices evidenciando um intemperismo extremo. Também foi possível observar uma clara distinção entre todo o conjunto de amostras. Em geral, os valores exibiram um aumento acentuado no índice conforme a diminuição do tamanho dos grãos.

Agradecimentos

Esse trabalho foi financiado com recursos da chamada Universal MCTI/CNPq nº 01/2016, projeto 432958/2016-9. Os autores agradecem ao CNPq, a UFRGS e a Unipampa por proporcionarem condições para o desenvolvimento da pesquisa.

Referências

- Aitchison, J., Greenacre, M. (2002). Biplots of compositional data. *Applied Statistics*, 51(4), 375-392. <https://doi.org/10.1111/1467-9876.00275>
- Aitchison, J. (1986). *The Statistical Analysis of Compositional Data*. London: Chapman & Hall Ltd, 416p.
- Aitchison, J. (1990). Relative variation diagrams for describing patterns of compositional variability. *Mathematical Geology*, 22(4), 487-511. <https://doi.org/10.1007/BF00890330>
- Allen, P., Allen, J. R. (2005). *Basin Analysis: Principles and Applications*. Malden: Blackwell Publishing Ltd, 549p.
- Allen, P. A., Heller, P. L. (2011). Dispersal and preservation of tectonically generated alluvial gravels in sedimentary basins. In: Busby, C. & Pérez, A. A. (eds.). *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*, 111-130. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch6>
- Allen, P. A. (1997). *Earth Surface Processes*. Oxford: Blackwell Scientific Ltd, 404 p.
- 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, 400p.

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, 600p.

Chemale Jr., F. (2000). Evolução geológica do Escudo Sul-Riograndense. In: M. Holz, L. F. De Ros (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*, 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: DNPM, Ministério das Minas e Energia (Ed.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, folha Porto Alegre (SH-22) e folha Lagoa Mirim (SI-22)*, 70-84. Brasília.

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, 173p.

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., Suczek, C. A. (1979). Plate tectonics and sandstone compositions. *AAPG Bulletin*, 63(12), 2164-2182. <https://doi.org/10.1306/2F9188FB-16CE-11D7-8645000102C1865D>

Dickinson, W. R. (1985). Interpreting Provenance Relations from Detrital Modes of Sandstones. In: G. G. Zuffa (Ed.), *Provenance of Arenites*, 333-361. Dordrecht: Springer. https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_15

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)

Embrapa. (2019). Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Estação agroclimatológica de Pelotas (Capão do Leão). Disponível em: <<http://agromet.cpact.embrapa.br/estacao/mensal.html>>. Acesso em: 20 jul. de 2019.

Explorer, E. (2019). United States Geological Survey (USGS), Earth Explorer. Disponível em: <<https://earthexplorer.usgs.gov/>>. Acesso em: 25 de jul. de 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, 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., Resentini, A. (2016). Provenance control on chemical indices of Weathering (Taiwan river sands). *Sedimentary Geology*, 336(2016), 81-95. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.06.013>
- Garzanti, E. (2016). From static to dynamic provenance analysis — Sedimentary petrology upgraded. *Sedimentary Geology*, 336(2016), 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>
- Guadagnin, F. (2011). *Técnicas Analíticas Aplicadas ao Estudo da Proveniência Sedimentar de Arenitos*. Dissertação (Mestrado). Porto Alegre: Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, 105p.
- 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*, 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 (Ed.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*, 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.
- Krzanowski, W. J. (1988). *Principles of Multivariate Analysis; A User's Perspective*. Oxford: Clarendon Press, 563p.
- 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. The 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, 8, 125. Florianópolis: SBG.
- McLennan, S. M. (1993). Weathering and Global Denudation. *The 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. *The 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. *The Journal of Geology*, 104(5), 525-542. <https://doi.org/10.1086/629850>
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. Chichester: John Wiley & Sons, 419p.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., Siever, R. (1987). *Sand and sandstone*. Nova York: Springer-Verlag, 560p.
- 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. (1990). *Geologia e petroquímica dos granitóides da região de Monte Bonito, Pelotas, RS*. Dissertação (Mestrado). Porto Alegre: Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, 231p.
- Philipp, R. P. (1998). *A Evolução Geológica e Tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. Tese (Doutorado). São Paulo: Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP, 269p.
- 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(1), 83-104. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150016>
- Potter, P. E., Pettijohn, F. J. (1977). *Paleocurrents and Basin Analysis*. Berlin: Springer-Verlag, 473p.
- 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: Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP, 417p.
- Tambara, G. B. (2015). *Gnaisses Piratini: magmatismo de 784 Ma no sudeste do Cinturão Dom Feliciano, RS*. Dissertação (Mestrado). Porto Alegre: Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, 52p.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M. (1985). *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford: Blackwell, 312p.
- Tessari, R. I., Picada, R.S. (1966). Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, RS. *Boletim da Divisão de Fomento à Produção Mineral - DNPM*, 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., 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., 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., Tolosana-Delgado, R., Karius, V. (2012). Sediment generation in modern glacial settings: Grain-size and source-rock control on sediment composition. *Sedimentary Geology*, 280(2012), 80-92. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.008>

von Eynatten, H., Tolosana-Delgado, R., Karius, V., Bachmann, K., Caracciolo, L. (2015). Sediment generation in humid Mediterranean setting: Grain-size and source-rock control on sediment geochemistry and mineralogy (Sila Massif, Calabria). *Sedimentary Geology*, 336(2015), 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. *The Journal of Geology*, 30(5), 377-392. <https://doi.org/10.1086/622910>

ANEXOS**ANEXO A – Carta de submissão do artigo a Revista Geologia USP. Série Científica**

Guilherme Madrid Pereira <guilhermemadridpereira@gmail.com>

[GEOUSP] Agradecimento pela submissão

1 mensagem

Daniel Machado <portalderevistas@usp.br>

8 de novembro de 2019 12:21

Para: Guilherme Madrid Pereira <guilhermemadridpereira@gmail.com>

Guilherme Madrid Pereira,

Agradecemos a submissão do trabalho "Composição de elementos maiores de rochas-fonte, solos e sedimentos derivados de rochas graníticas em clima subtropical úmido: contribuição aos estudos de proveniência sedimentar" para a revista Geologia USP. Série Científica.

Acompanhe o progresso da sua submissão por meio da interface de administração do sistema, disponível em:

URL da submissão: <https://www.revistas.usp.br/guspsc/authorDashboard/submission/163958>

Login: guilhermemadrid

Em caso de dúvidas, entre em contato via e-mail.

Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de compartilhar seu trabalho.

Daniel Machado

ANEXO B – Tabelas

Amostra de Rocha	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	LOI (%) -45,00	CIA
P1R1	78.12	11.84	1.02	0.00	0.24	0.67	2.02	5.99	0.06	0.04	0.32	57.8
P1R2	61.95	17.05	6.44	0.07	2.66	2.02	4.52	4.32	0.75	0.21	0.84	61.5
P2R1	67.84	15.76	4.79	0.04	1.50	3.00	3.58	2.55	0.79	0.14	1.29	63.7
P2R2	76.66	12.90	0.66	0.00	0.10	0.29	1.50	7.85	0.04	0.01	0.66	57.3
P3R1	68.97	15.35	3.20	0.06	1.52	2.98	3.96	3.34	0.48	0.15	0.96	60.3
P3R2	74.40	14.31	1.12	0.00	0.48	1.78	3.71	4.03	0.10	0.07	0.38	60.2
P4R1	72.30	15.07	2.03	0.00	0.78	2.77	3.64	3.11	0.21	0.10	0.4	61.6
P4R2	74.85	14.26	1.44	0.00	0.32	0.91	2.75	5.28	0.13	0.05	1.04	61.6

Concentrações de elementos maiores expressos em porcentagem (%) nas amostras de rocha. *CIA calculado de acordo com Nesbitt e Young (1982) e Fedo et al., (1995).

Amostra de Solo	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	LOI (%) -45,00	CIA
P1SoilF1	73.33	11.82	8.47	0.54	0.40	0.62	1.06	3.27	0.45	0.05	3.79	70.5
P1SoilF2	75.86	10.98	6.59	0.31	0.27	0.55	1.12	3.89	0.37	0.05	2.94	66.4
P1SoilF3	79.56	9.89	4.14	0.17	0.22	0.60	1.17	3.90	0.33	0.03	1.93	63.6
P1SoilF4	78.80	10.96	3.23	0.11	0.21	0.91	1.64	3.70	0.40	0.04	1.82	63.7
P1SoilF5	81.05	10.03	2.54	0.07	0.20	1.03	1.81	2.82	0.41	0.04	1.55	63.9
P1SoilF6	78.73	11.09	3.04	0.07	0.25	1.43	2.13	2.63	0.59	0.05	1.71	64.2
P1SoilF7	76.01	12.58	3.36	0.08	0.40	1.56	2.17	2.84	0.93	0.07	2.54	65.7
P1SoilF8	77.30	12.14	3.18	0.08	0.45	1.06	1.86	2.73	1.13	0.05	3.05	68.2
P2SoilAF1	63.87	17.56	5.52	0.08	1.61	2.44	2.87	5.04	0.72	0.29	1.87	62.9
P2SoilAF2	69.77	15.97	3.97	0.12	0.92	2.41	3.09	3.20	0.46	0.09	1.87	64.8
P2SoilAF3	70.65	16.59	2.85	0.05	0.72	3.55	3.97	1.19	0.33	0.10	1.23	65.6
P2SoilAF4	66.56	17.53	4.75	0.07	1.37	3.43	4.11	1.47	0.64	0.07	1.80	66.1
P2SoilAF5	60.25	17.70	9.41	0.12	2.93	2.68	2.95	2.45	1.31	0.21	3.31	68.7
P2SoilAF6	56.80	21.15	9.03	0.14	2.89	2.99	2.49	2.47	1.41	0.64	5.45	72.7
P2SoilAF7	56.43	19.08	10.84	0.15	3.40	2.73	2.59	2.78	1.47	0.53	4.42	70.2
P2SoilAF8	55.59	23.99	7.74	0.13	2.34	3.00	2.78	2.26	1.76	0.40	6.39	74.9
P2SoilBF1	62.28	21.97	7.81	0.07	1.61	1.81	2.09	1.38	0.96	0.02	6.90	80.6
P2SoilBF2	63.28	20.25	7.09	0.07	1.62	2.40	2.76	1.61	0.85	0.06	4.91	74.9
P2SoilBF3	66.10	18.85	5.74	0.06	1.22	2.70	3.26	1.28	0.76	0.03	3.85	72.3
P2SoilBF4	69.82	16.78	5.10	0.06	1.01	2.45	2.91	1.03	0.77	0.06	3.48	72.4
P2SoilBF5	65.38	18.30	7.28	0.08	1.69	2.24	2.82	1.25	0.95	0.00	4.69	74.3
P2SoilBF6	58.75	22.28	9.25	0.11	2.56	2.00	2.34	1.60	1.03	0.07	6.75	78.9
P2SoilBF7	55.90	26.13	8.95	0.11	2.42	1.95	1.91	1.52	1.03	0.09	8.53	82.9
P2SoilBF8	54.32	29.41	8.54	0.08	1.81	1.65	1.63	1.35	1.13	0.09	9.87	86.4
P3SoilF1	78.46	11.21	2.67	0.06	0.16	0.30	1.42	5.54	0.14	0.03	1.50	60.7
P3SoilF2	82.27	9.53	1.97	0.07	0.12	0.20	1.05	4.67	0.09	0.02	1.02	61.6
P3SoilF3	82.31	9.47	2.43	0.08	0.15	0.30	1.03	4.08	0.13	0.02	1.32	63.7
P3SoilF4	78.78	11.75	3.07	0.12	0.26	0.57	1.31	3.91	0.21	0.02	2.11	67.0
P3SoilF5	75.41	13.68	4.52	0.17	0.44	0.73	1.41	3.30	0.33	0.02	3.44	71.6
P3SoilF6	69.55	17.17	6.13	0.25	0.63	0.93	1.62	3.19	0.49	0.04	4.80	75.0
P3SoilF7	62.98	20.66	8.40	0.37	0.80	1.16	1.80	3.08	0.67	0.09	7.15	77.4
P3SoilF8	64.03	20.13	7.50	0.29	0.76	1.20	1.97	3.22	0.83	0.06	6.13	75.9
P4SoilF1	84.78	8.74	3.19	0.02	0.16	0.41	0.57	1.86	0.28	0.00	2.36	75.5
P4SoilF2	90.06	5.49	1.47	0.01	0.08	0.20	0.43	2.11	0.14	0.00	0.94	66.7
P4SoilF3	89.40	6.08	1.55	0.01	0.09	0.21	0.40	2.11	0.14	0.02	1.13	69.2
P4SoilF4	85.49	8.65	2.14	0.01	0.14	0.40	0.58	2.34	0.23	0.02	2.00	72.3
P4SoilF5	83.24	9.95	2.95	0.02	0.17	0.55	0.71	2.02	0.33	0.07	2.42	75.2
P4SoilF6	78.89	12.67	3.80	0.03	0.23	0.85	0.87	2.10	0.51	0.05	3.60	76.9
P4SoilF7	70.93	17.53	5.47	0.03	0.38	1.19	1.16	2.55	0.73	0.03	5.06	78.2
P4SoilF8	68.48	19.07	6.36	0.03	0.41	1.03	1.11	2.56	0.86	0.09	5.86	80.2

Concentrações de elementos maiores expressos em porcentagem (%) nas amostras de solo. *CIA calculado de acordo com Nesbitt e Young (1982) e Fedo et al., (1995).

Amostra de Sedimento	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	LOI (%) -45,00	CIA
P1SedF1	76.47	11.78	3.06	0.14	0.14	0.71	1.63	5.91	0.14	0.03	1.15	58.8
P1SedF2	78.46	10.65	3.20	0.13	0.15	0.75	1.46	5.05	0.12	0.04	1.13	59.0
P1SedF3	81.72	9.37	2.25	0.04	0.11	0.79	1.41	4.20	0.10	0.01	0.75	59.5
P1SedF4	81.97	9.46	1.79	0.02	0.15	0.98	1.56	3.90	0.16	0.00	0.57	59.2
P1SedF5	82.94	8.33	2.66	0.03	0.29	1.09	1.46	2.86	0.33	0.01	0.79	60.1
P1SedF6	78.32	8.86	6.03	0.06	0.58	1.56	1.51	2.26	0.76	0.04	1.61	60.7
P1SedF7	69.16	13.80	7.19	0.14	1.29	2.61	2.05	2.69	0.92	0.17	4.76	61.8
P1SedF8	66.62	16.64	6.96	0.17	1.38	2.29	1.98	2.81	0.99	0.17	7.88	65.8
P2SedF1	81.29	9.96	1.34	0.03	0.08	0.89	1.40	4.92	0.07	0.02	0.38	58.0
P2SedF2	83.46	8.59	1.48	0.04	0.07	0.62	1.07	4.53	0.09	0.04	0.53	58.0
P2SedF3	83.50	8.60	1.54	0.02	0.09	0.75	1.19	4.21	0.10	0.00	0.38	58.3
P2SedF4	81.42	9.99	1.48	0.03	0.12	1.17	1.62	3.95	0.22	0.01	0.55	59.7
P2SedF5	82.32	9.46	1.73	0.04	0.15	1.35	1.72	2.89	0.34	0.00	0.61	61.3
P2SedF6	80.43	9.64	2.86	0.08	0.27	1.77	1.77	2.37	0.78	0.03	0.96	62.0
P2SedF7	72.78	12.70	4.70	0.14	0.52	3.15	2.09	2.55	1.24	0.13	2.21	62.0
P2SedF8	69.89	15.25	4.82	0.13	0.68	3.14	2.17	2.87	0.97	0.08	4.60	65.1
P3SedF1	80.45	9.97	2.25	0.12	0.10	0.56	1.47	4.97	0.07	0.03	0.61	58.8
P3SedF2	84.58	8.02	1.65	0.06	0.07	0.47	1.16	3.94	0.05	0.00	0.50	59.5
P3SedF3	86.60	6.98	1.52	0.03	0.08	0.53	1.08	3.13	0.06	0.00	0.51	59.4
P3SedF4	84.94	8.04	1.28	0.02	0.08	0.71	1.28	3.56	0.09	0.00	0.59	59.5
P3SedF5	85.87	7.53	1.33	0.02	0.11	0.79	1.20	3.01	0.15	0.00	0.55	60.6
P3SedF6	83.64	8.36	1.95	0.05	0.20	1.22	1.43	2.76	0.40	0.00	0.82	62.4
P3SedF7	74.39	12.77	3.64	0.12	0.51	2.55	2.14	3.19	0.65	0.04	2.02	65.3
P3SedF8	69.60	15.59	5.01	0.16	0.76	2.49	2.38	3.25	0.71	0.05	4.39	70.1
P4SedF1	79.79	10.33	2.11	0.14	0.10	0.72	1.33	5.37	0.09	0.02	0.71	58.2
P4SedF2	82.64	8.93	1.63	0.05	0.07	0.54	1.04	4.99	0.08	0.02	0.62	57.6
P4SedF3	83.71	8.59	1.33	0.03	0.05	0.72	1.17	4.28	0.07	0.04	0.40	58.2
P4SedF4	84.56	8.30	1.20	0.02	0.07	0.94	1.34	3.40	0.12	0.05	0.34	59.4
P4SedF5	84.27	8.36	1.57	0.03	0.13	1.22	1.52	2.59	0.28	0.03	0.49	61.1
P4SedF6	80.19	10.43	2.14	0.06	0.26	1.94	2.00	2.51	0.46	0.01	0.88	61.8
P4SedF7	75.01	12.65	3.03	0.09	0.44	3.20	2.26	2.64	0.63	0.05	1.46	60.9
P4SedF8	69.84	15.31	4.43	0.13	0.66	3.47	2.32	2.96	0.81	0.06	3.79	63.6
P5SedF1	82.53	8.92	1.86	0.15	0.06	0.48	1.22	4.73	0.05	0.00	0.50	58.1
P5SedF2	85.27	7.55	1.67	0.04	0.05	0.54	0.97	3.86	0.04	0.02	0.34	58.5
P5SedF3	86.74	6.88	1.32	0.04	0.05	0.58	1.00	3.29	0.05	0.06	0.29	58.6
P5SedF4	85.23	7.94	1.24	0.04	0.06	0.87	1.23	3.30	0.10	0.00	0.29	59.5
P5SedF5	85.38	7.92	1.17	0.04	0.09	1.07	1.42	2.71	0.15	0.04	0.38	60.3
P5SedF6	82.12	9.02	2.18	0.08	0.24	1.69	1.66	2.40	0.54	0.06	0.75	61.0
P5SedF7	75.07	12.27	3.46	0.12	0.44	2.99	2.10	2.66	0.81	0.08	1.89	61.3
P5SedF8	70.18	15.02	4.53	0.19	0.60	3.10	2.38	3.14	0.74	0.13	3.95	63.6

Concentrações de elementos maiores expressos em porcentagem (%) nas amostras de sedimento.

*CIA calculado de acordo com Nesbitt e Young (1982) e Fedo et al., (1995).

Amostra do Depósito	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI (%) -45,00	CIA
P5SoilF1	69.43	17.51	5.43	0.18	0.88	1.68	1.58	2.32	0.87	0.12	7.74	75.8
P5DepF2	73.46	15.07	4.48	0.14	0.68	1.40	1.41	2.61	0.68	0.07	6.25	73.6
P5DepF3	74.92	14.12	4.27	0.13	0.60	1.31	1.36	2.56	0.60	0.11	5.59	73.0
P5DepF4	76.98	13.03	3.32	0.09	0.44	1.29	1.48	2.83	0.46	0.08	4.26	69.9
P5DepF5	76.20	13.50	3.61	0.10	0.49	1.43	1.54	2.55	0.52	0.06	4.73	71.0
P5DepF6	71.52	16.29	4.54	0.14	0.72	1.79	1.73	2.43	0.73	0.11	6.76	73.3
P5DepF7	69.67	17.16	5.04	0.15	0.79	1.99	1.76	2.47	0.85	0.11	7.50	73.4
P5DepF8	68.91	17.71	5.30	0.16	0.87	1.85	1.65	2.44	0.92	0.18	8.40	74.9

Concentrações de elementos maiores expressos em porcentagem (%) nas amostras do depósito. *IQA calculado de acordo com Nesbitt e Young (1982) e Fedo et al., (1995).