

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE

INSTITUTO DE QUÍMICA

PROGRAMA DE PÓS - GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS – GEOQUÍMICA

JULIANA GONÇALVES RODRIGUES

**CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E MINERALÓGICA DE PERFIS
DE INTEMPERISMO E SUA CONTRIBUIÇÃO PARA
ESCORREGAMENTOS: o caso da bacia do Córrego do Príncipe, em
Teresópolis – RJ**

**NITERÓI
2014**

JULIANA GONÇALVES RODRIGUES

**CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E MINERALÓGICA DE PERFIS
DE INTEMPERISMO E SUA CONTRIBUIÇÃO PARA
ESCORREGAMENTOS: o caso da bacia do Córrego do Príncipe, em
Teresópolis – RJ**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geoquímica da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do Grau de Mestre. Área de Concentração: Geoquímica Ambiental.

Orientadora:

Prof. Dr(a) Carla Semiramis Silveira

Co – orientadora:

Prof. Dr(a) Denise Rolão Araripe

**NITERÓI
2014**

S696 Rodrigues, Juliana Gonçalves.

Caracterização geoquímica e mineralógica de perfis de intemperismo e sua contribuição para escorregamentos : o caso da bacia do Córrego do Príncipe, em Teresópolis - RJ / Juliana Gonçalves Rodrigues. – Niterói : [s.n.], 2014.

152 f. : il. color. ; 30 cm.

Dissertação (Mestrado em Geociências - Geoquímica Ambiental) - Universidade Federal Fluminense, 2014. Orientadora: Prof^a. Dr^a. Carla Semiramis Silveira. Co-orientadora: Prof^a. Dr^a. Denise Rolão Araripe.

1. Geoquímica. 2. Mineralogia. 3. Intemperismo. 4. Rocha granítica. 5. Movimento de massa. 6. Produção intelectual. I. Título.

CDD 551.302

JULIANA GONÇALVES RODRIGUES

**CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E MINERALÓGICA
DE PERFIS DE INTEMPERISMO E SUA CONTRIBUIÇÃO
PARA ESCORREGAMENTOS: O CASO DA BACIA DO
CÓRREGO DO PRÍNCIPE, EM TERESÓPOLIS - RJ**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós - Graduação
em Geociências da Universidade Federal Fluminense,
como requisito parcial para a obtenção do **Grãu
de Mestre**. Área de Concentração: **Geoquímica
Ambiental**.

Aprovada em março de 2014.

BANCA EXAMINADORA

Carla L. L.

PROF^a. DR^a. CARLA SEMIRAMIS SILVEIRA
ORIENTADORA/UFF

Denise Rolão Araripe

PROF^a. DR^a. DENISE ROLÃO ARARIPE
CO-ORIENTADORA/UFF

Wilson Luiz Silva

PROF. DR. WAMILSON LUIZ SILVA
UNICAMP

Alfredo Victor Bellido Bernedo

PROF. DR. ALFREDO VICTOR BELLIDO BERNEDO
UFF

John Edmund Lewis Maddock

PROF. DR. JOHN EDMUND LEWIS MADDOCK
UFF

NITERÓI
2014

Dedico esta obra...

aos meus queridos pais Miguel e Teresinha Rodrigues, ao meu irmão Vinicius Rodrigues e ao meu noivo, Ailton Amorim, pela compreensão, apoio e conforto ao longo dessa caminhada.

Às minhas avós, Derly e Vina, e aos meus avôs, Zezé e Miguel (in memoriam), pelos exemplos de fé e perseverança que sempre foram para mim.

AGRADECIMENTOS

A Deus, acima de tudo, pela minha vida, pela proteção em todos os momentos e situações “desconfortáveis”, e pela força e paciência para seguir adiante.

À minha família, em especial à minha mãe, que desde o dia da inscrição no mestrado esteve me dando todo o suporte que eu necessitei, e que mesmo estando distante fisicamente, sempre se interessou pela evolução dessa dissertação; e ao meu pai pelo apoio e compreensão incondicional em todos os momentos.

Ao meu irmão, Vinícius, que me ajudou inúmeras vezes quando o computador resolvia impor sua própria vontade.

Ao meu noivo, Ailton Amorim, pelas puxadas de orelha, os incentivos, e por alugar seus ouvidos para meus desabafos e desesperos.

À “mamãe Carla” por ter confiado no meu potencial, pela dedicação, ajuda, orientação e amizade nesses anos de convivência.

À professora Denise pela oportunidade da orientação e ajuda nos momentos mais críticos do trabalho.

Ao professor e amigo Alfredo Bellido pelo conhecimento passado, pelo carinho e amizade, que foram constantes no decorrer desses dois anos.

À Dra. Kátia Noriko pela amizade, pela alegria e otimismo, e pelo auxílio na área de radioquímica.

Aos professores Sambasiva, Méri, Jackson e Rosemere pela disponibilidade e pelos esforços em contribuir com esse trabalho.

Ao bolsista Bruno pelo auxílio no preparo das amostras.

Aos funcionários do IPEN e ao Sr. Mantovano do IEN pelo auxílio nas análises químicas.

Aos colegas da turma de 2012/1 do curso de pós graduação em geoquímica ambiental e aos amigos de Brasília, em especial à Paula Tagliari, Daniel Diniz, Amarilys Bezerra e “Alan...”, Irani e Vidal pelo apoio, incentivo e momentos de descontração, sem os quais está caminhada seria impossível.

Ao CPRM, em especial ao Dr. Jaime Quintas, ao Dr. Cássio Silva e ao Dr. Darlan Filgueira, por ter me liberado das atividades para que eu pudesse encerrar essa etapa da minha vida pessoal e profissional.

Enfim, a todos que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho, **MUITO OBRIGADA.**

RESUMO

Em janeiro de 2011, a região serrana do Estado do Rio de Janeiro foi atingida por inúmeros movimentos de massa em um evento denominado de “Megadesastre”. A ocorrência de movimentos de massa depende da disponibilidade de material a ser mobilizado, e essa disponibilidade está relacionada com o intemperismo. Dessa forma, essa dissertação buscou avaliar as transformações geoquímicas e mineralógicas em dois perfis de intemperismo desenvolvidos sobre rocha granítica, na bacia do Córrego do Príncipe (Teresópolis/RJ), e a relação com a ocorrência de movimentos de massa. Nas análises químicas empregaram-se os métodos de ativação neutrônica (AAN) e fluorescência de raios-X (FRX). Já na mineralogia utilizou-se petrografia, observação em lupa e difração de raios-X (DRX), e na granulometria, peneiramento e difratometria a laser. A análise estatística multivariada indicou a separação de quatro grupos: G1 - apresenta o maior grau de dissimilaridade e é formado por material ferro-manganoso; G2 - amostras com menor grau de alteração, onde foi verificada a presença de plagioclásio e a escassez de minerais secundários, além da presença de material rochoso (corestones) menos alterado e material inconsolidado com textura grossa; G3 e G4 - apesar de apresentarem fortes similaridades, estão em estágios de alteração diferentes, sendo a principal diferença a mineralogia das frações finas (silte/argila): em G3, há plagioclásio, caulinita e gibbsita, enquanto que em G4 verificou-se a ausência de feldspatos e presença desses minerais secundários, indicando que as amostras em G3 estão em menor estágio de alteração do que as de G4. Quanto ao comportamento dos elementos químicos, houve um empobrecimento em K_2O , Na_2O , CaO , Rb , Ba e ETR, relacionado principalmente com a alteração dos feldspatos, e enriquecimento em SiO_2 e Al_2O_3 (relacionado aos minerais detríticos e neoformados), Fe_2O_3 , TiO_2 e MgO , referente a alteração da biotita. O estudo permitiu elaborar um modelo de transformação geoquímica, mineralógica e textural, a partir do qual se pode concluir que a formação de corestones juntamente com a mobilização e reconcentração de elementos e argilominerais, atuaram como heterogeneidades dentro desses perfis de alteração. Estes processos tornaram os perfis susceptíveis a movimentos de massa, mostrando assim uma inter-relação entre o estudo da evolução geoquímica e mineralógica, e a estabilidade mecânica do material.

Palavras-chave: Geoquímica. Mineralogia. Intemperismo. Rochas graníticas. Movimentos de massa.

ABSTRACT

On January 2011, the mountainous region of Rio de Janeiro state was affected by a great number of landslides. This event was called "Megadisaster". The occurrence of landslide depends on the presence of material to be mobilized due to weathering processes. This work aims to assess the geochemical and mineralogical changes in two granite weathering profiles in Córrego do Príncipe watershed (Teresópolis / RJ) related to landslides. Instrumental Neutron Activation Analysis (INAA) and X-ray fluorescence (XRF) were used to quantify the chemical compositions of weathering profile samples. Mineralogy was done by X-ray diffraction analysis (XRD) and by petrography. Particle size analysis was done by sieving and laser diffraction. A multivariate statistical analysis of the data showed four groups: G1 is quite different from the other groups and is characterized by an iron-manganous material; G2 represents the material with the lower degree of weathering. The presence of plagioclase, the lack of secondary minerals, the corestones and the coarse grain size of the unconsolidated samples explain this group; G3 and G4 are fairly homogeneous. They are the most weathered samples of both profiles consisting of secondary minerals and little or no plagioclase present. The main difference between these groups is silt and clay mineralogy. The elements mobility during weathering process showed a depletion of K_2O , Na_2O , CaO , Rb , Ba and REE (mainly due to feldspar weathering), while SiO_2 , Al_2O_3 (due to detrital and secondary mineral growth) Fe_2O_3 , TiO_2 and MgO (due to biotite weathering) increase. This study allowed the elaboration of a geochemical, mineralogical and particle size weathering model. The production of corestones, the mobilization and concentration of elements and clay minerals acted as heterogeneities within these profiles, leaving them susceptible to landslides.

Key-words: Geochemistry. Mineralogy. Weathering process. Granitic rocks. Mass wasting.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 01 – Vista aérea dos escorregamentos que caracterizaram o Megadesastre da Região Serrana, em Janeiro de 2011.....	13
Figura 02 – Principais bacias hidrográficas atingidas pelos movimentos de massa em janeiro de 2011. Retângulo preto identifica as bacias hidrográficas dos trabalhos citados.....	15
Figura 03 – A esfoliação esferoidal resulta na produção de formas arredondadas a partir de formas angulosas de blocos de rochas.....	18
Figura 04 – Ilustração do escorregamento do tipo translacional.....	22
Figura 05 – Ilustração de uma corrida: avalanche de detritos.....	23
Figura 06 – Mapa tectônico do Segmento central do Sistema Orogênico Mantiqueira.....	27
Figura 07 –Mapa geológico da Bacia do Córrego do Príncipe com os dois pontos amostrados.....	30
Figura 08 – Foto após passagem do fluxo – Corrida de Massa do Córrego do Príncipe (Teresópolis/RJ).....	32
Figura 09 – Esquema da sequência de eventos que ocorrem na interação de nêutrons com o núcleo alvo	36
Figura 10 – Diagrama esquemático para o sistema de contagem do detector de Ge.....	37
Figura 11 – Representação esquemática da fluorescência de raios- X por dispersão por comprimento de onda (A) e por energia (B).....	42
Figura 12 – Esquema simplificado de um espectrômetro de raios- X por dispersão de energia e excitação por fonte radioativa.....	43
Figura 13 – Foto da cicatriz de escorregamento planar: perfil 01.....	48
Figura 14 – Foto da cicatriz de escorregamento planar: perfil 02. O retângulo indica a parte da cicatriz que foi estudada.....	48
Figura 15 – Divisão dos níveis do perfil 01.....	49
Figura 16 – Divisão dos níveis do perfil 02.....	50
Figura 17 – Croqui esquemático do perfil 01.....	51
Figura 18 – Croqui esquemático do perfil 02.....	52
Figura 19 – Análise por agrupamento onde são identificados os quatro grupos estatísticos principais: G1; G2; G3 e G4.....	73
Figura 20 – Diagrama A-CN-K para as amostras de G1.....	77
Figura 21 – Análise dos componentes principais (PCA) por variáveis para amostras de G1 (n= 4).....	78
Figura 22 – Curva granulométrica para as amostras do grupo G2 (n= 3).....	80
Figura 23 – Diagrama A-CN-K para as amostras de G2.....	82
Figura 24 – Análise dos componentes principais (PCA) por casos para amostras de G2 (n= 10).....	84

Figura 25 – Possíveis tendências que ocorrem no grupo G2.....	86
Figura 26 – Curva granulométrica para as amostras do grupo G3 (n = 7).....	87
Figura 27 – Diagrama A-CN-K para as amostras de G3.....	90
Figura 28 – Análise dos componentes principais (PCA) por casos para amostras de G3 (n= 10).....	91
Figura 29 – Curva granulométrica para as amostras do grupo G4 (n = 7).....	94
Figura 30 – Diagrama A-CN-K para as amostras de G4.....	96
Figura 31 – Análise dos componentes principais (PCA) por casos para amostras de G4 (n= 9).....	98
Figura 32 – Diagrama A-CN-K mostrando a tendência de se aproximar do vértice A.....	101

LISTA DE TABELAS

Tabela 01 – Comparação entre três propostas de classificação dos movimentos de massa.....	21
Tabela 02 – Intervalos de classe utilizada na geologia para tamanho de partículas (Escala de Wentworth).....	34
Tabela 03 – Características nucleares dos radioisótopos medidos.....	39
Tabela 04 – Condições das análises de EDXRF.....	44
Tabela 05 – Descrições de campo dos níveis dos dois perfis	53
Tabela 06 – Composição mineralógica do material coletado.....	63
Tabela 07 – Composição granulométrica do material coletado (%).....	66
Tabela 08 – Resultados obtidos para a concentração de elementos maiores (%).....	68
Tabela 09 – Análise estatística básica para os elementos maiores (%).....	69
Tabela 10 - Resultados obtidos para a concentração de elementos menores (em mg.kg ⁻¹).....	70
Tabela 11 – Análise estatística básica para os elementos menores (em mg.kg ⁻¹).....	71
Tabela 12 – Análise estatística descritiva do G1 para elementos maiores (em %) – (n = 4).....	76
Tabela 13 – Análise estatística descritiva do G1 para elementos menores (em mg.kg ⁻¹) – (n = 4)....	76
Tabela 14 – Tabela com valores de CIA e de Al ₂ O ₃ , (CaO + Na ₂ O) e K ₂ O plotados no diagrama A-CN-K.....	77
Tabela 15 – Tabela com a constituição dos fatores principais de G1.....	78
Tabela 16 – Análise estatística descritiva do G2 para elementos maiores ((em %) – (n = 10).....	81
Tabela 17 – Análise estatística descritiva do G2 para elementos menores ((em mg.kg ⁻¹) – n = 10)...	81
Tabela 18 – Tabela com valores de CIA e de Al ₂ O ₃ , (CaO + Na ₂ O) e K ₂ O plotados no diagrama A-CN-K.....	82
Tabela 19 – Tabela com a constituição dos fatores principais de G2.....	84
Tabela 20 – Análise estatística descritiva do G3 para elementos maiores (em %) – (n= 15).....	88
Tabela 21 – Análise estatística descritiva do G3 para elementos menores (em mg.kg ⁻¹) – (N= 15)....	88
Tabela 22 – Tabela com valores de CIA e de Al ₂ O ₃ , (CaO + Na ₂ O) e K ₂ O plotados no diagrama A-CN-K.....	89
Tabela 23 – Tabela com a constituição dos fatores principais de G3.	92
Tabela 24 – Análise estatística descritiva do G4 para elementos maiores (em %) – (n= 9).....	95
Tabela 25 – Análise estatística descritiva do G4 para elementos menores (em mg.kg ⁻¹) – (n= 9).....	95
Tabela 26 – Tabela com valores de CIA e de Al ₂ O ₃ , (CaO + Na ₂ O) e K ₂ O plotados no diagrama A-CN-K.....	96
Tabela 27 – Tabela com a constituição dos fatores principais de G4.	98

SUMÁRIO

RESUMO	6
ABSTRACT	7
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	8
LISTA DE TABELA	10
1 INTRODUÇÃO	13
1.1 HIPÓTESE DE TRABALHO.....	16
1.2 OBJETIVOS	16
1.2.1 Objetivo geral.....	16
1.2.2 Objetivos específicos.....	16
2 BASE TEÓRICA	17
2.1 PROCESSOS INTEMPÉRICOS.....	17
2.2 MOVIMENTOS DE MASSA.....	20
2.3 ESTUDOS GEOQUÍMICOS EM PERFIS DE INTEMPERISMO.....	23
2.4 GEOQUÍMICA DOS PERFIS DE INTEMPERISMO E SUA RELAÇÃO COM ESCORREGAMENTOS.....	25
3 MATERIAIS E MÉTODOS	27
3.1 ÁREA DE ESTUDO.....	27
3.1.1 Contexto geológico e tectônico regional.....	27
3.1.2 Geologia local.....	29
3.1.3 Contexto fisiográfico da área	30
3.1.4 Corrida de massa do Córrego do Príncipe.....	31
3.2 METODOLOGIA DE CAMPO.....	32
3.3 METODOLOGIA DE LABORATÓRIO.....	33
3.3.1 Granulometria.....	33
3.3.2 Preparação das amostras para as análises químicas e mineralógicas.....	34
3.3.3 Análise mineralógica.....	35
3.3.4 Análise química.....	35
3.3.4.1 Ativação Neutrônica (AAN).....	35
3.3.4.1.1 Preparação das amostras e padrões para a irradiação.....	38

3.3.4.1.2	<i>Características da irradiação e da contagem</i>	40
3.3.4.2	Fluorescência de raio – X por dispersão.....	41
3.4	TRATAMENTO DOS DADOS.....	44
3.4.1	Escolha dos dados químicos	44
3.4.2	Análises estatísticas	44
3.4.3	Índice de alteração (CIA)	45
3.4.4	Mobilidade relativa dos elementos durante o intemperismo	46
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	48
4.1	ASPECTOS DE CAMPO	48
4.2	RESULTADOS MINERALÓGICOS.....	62
4.3	RESULTADOS GRANULOMÉTRICOS.....	65
4.4	ANÁLISE MULTIELEMENTAR.....	67
4.4.1	Apresentação dos dados	67
4.4.2	Estatística bivariada	72
4.4.3	Estatística multivariada	73
4.4.3.1	Grupo 1 (G1).....	74
4.4.3.2	Grupo 2 (G2).....	79
4.4.3.3	Grupo 3 (G3).....	86
4.4.3.4	Grupo 4 (G4).....	93
4.5	COMPARAÇÃO ENTRE OS GRUPOS.....	99
4.6	ANÁLISE DE MOBILIDADE RELATIVA.....	101
5	CONCLUSÃO	105
6	REFERÊNCIAS	108
7	ANEXOS	116

1 INTRODUÇÃO

A Serra do Mar se estende do sul da Bahia até o norte de Santa Catarina, possuindo características geológicas e geomorfológicas semelhantes em quase toda sua extensão. A ocorrência de movimentos de massa no contexto da Serra do Mar tem sido objeto de estudo de muitos autores (GRAMANI; KANJI, 2001; BLANCO; MASSAMBANI, 2000; SANTOS; VIEIRA, 2009).

Entre os dias 11 e 12 de Janeiro de 2011, a Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro foi atingida pelo que foi denominado “O Megadesastre” (DRM/RJ, 2011). Esse evento foi caracterizado por inúmeros movimentos de massa (figura 01), como escorregamentos e corridas de massa, em zonas urbanas e rurais de sete municípios da Região, vitimando aproximadamente 3.000 pessoas, entre mortos e desaparecidos.



Figura 01 – Vista aérea dos escorregamentos que caracterizaram o Megadesastre da Região Serrana, em Janeiro de 2011.

FONTE: DRM, 2011.

A Serra do Mar exerce papel de barreira orográfica aos ventos úmidos oriundos do continente e da área oceânica, gerando chuvas concentradas na região do barlavento. As frentes frias podem ser provenientes de altas latitudes Sul e adentrar o continente de Sul para Norte ou, como no caso do Megadesastre, atingir a região serrana através da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), tendo sentido de Norte para Sul (DRM, 2011).

Os condicionantes desses movimentos de massa generalizados nas encostas (escorregamentos) e ao longo dos canais de drenagem (corridas) envolveram a combinação de um conjunto de fatores predisponentes (geológicos, morfológicos, hidrológicos e uso e ocupação do solo), que caracterizam a região serrana como de alta susceptibilidade a escorregamentos, e o fator deflagrador, que foi o evento extremo de chuva, que se estendeu de 18hs do dia 11 de Janeiro às 06hs do dia 12 de Janeiro de 2011, contabilizando 230 mm em 24 h (INEA) (RODRIGUES et al., 2011; LIMA; AMARAL, 2011; MELLO et al., 2011; COELHO NETTO et al., 2011; AVELAR et al., 2011).

A avaliação de instabilidade da Serra do Mar, bem como de outros terrenos submetidos à erosão acelerada, tem sido tratado como um instrumento valioso para os estudos de prevenção e redução de desastres naturais (ALMEIDA; CARNEIRO, 1998). Os movimentos de massa são responsáveis por acentuadas perdas de vidas e de bens materiais. Por isso justifica-se o estudo dos fatores condicionantes, a classificação dos processos e dos mecanismos que detonam os movimentos de massa, com a possibilidade de desenvolver modelos de previsão, expandindo o conhecimento obtido de forma a mitigar o risco de reincidências.

A figura 02 mostra a localização das principais bacias hidrográficas atingidas na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro em janeiro de 2011. Muitos trabalhos relatam características particulares de tais movimentos de massa a partir de estudos de casos, como: o papel desempenhado pelas litologias e estruturas geológicas no mecanismo da corrida do rio Vieira - Teresópolis/RJ (RODRIGUES et al., 2011) e a procedência dos sedimentos transportados por essa corrida (RODRIGUES et al., 2013). Segundo Lima e Amaral (2011), tal corrida se tratou de um fluxo hiperconcentrado com uma frente rochosa, seguida por uma massa de detritos numa matriz mais ou menos viscosa e que foi encerrada por uma carga de sedimentos suspensos em água.

Mello et al. (2011), tratam do papel desempenhado por deslizamentos junto à cabeceira e por depósitos de blocos caracterizados como de corridas de massa pretéritas na corrida de massa do Vale do Cuiabá - Petrópolis/RJ; Paixão et al. (2011) remetem aos fatores geomorfológicos predisponentes, com destaque para a influência das gargantas e concavidades, no mecanismo do movimento de massa do Córrego D'Antas - Nova Friburgo/RJ; enquanto que Waldherr e Tupinambá (2011) discutiram o papel das zonas de estrangulamento na retenção do material granular transportado pelo fluxo, durante corrida de

detritos no Córrego do Príncipe - Teresópolis/ RJ; já Conq et al. (2013) discutiram as características da corrida de massa do córrego do Príncipe e os seus danos sociais.

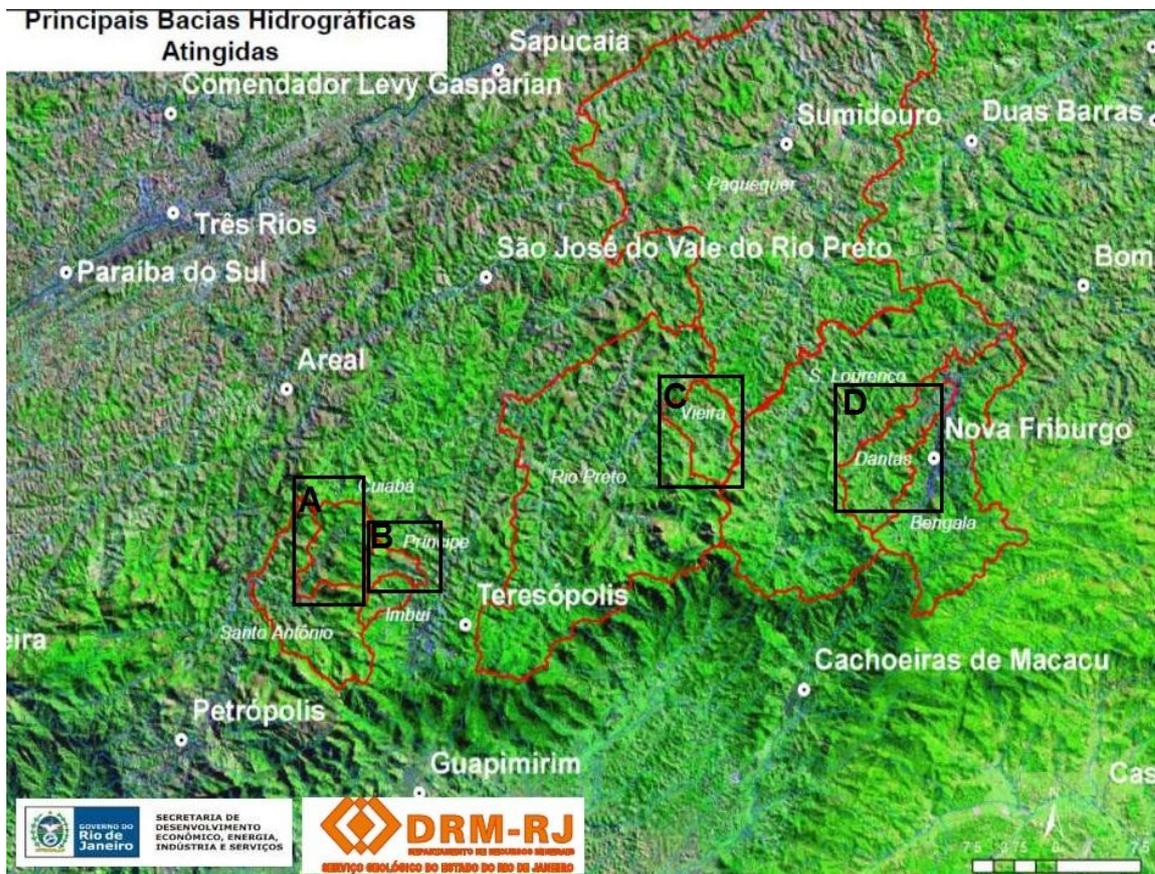


Figura 02 – Principais bacias hidrográficas atingidas pelos movimentos de massa em janeiro de 2011. Retângulo preto identifica as bacias hidrográficas dos trabalhos citados: A) bacia do rio Cuiabá; B) bacia do Córrego do Príncipe; C) bacia do rio Vieira; D) bacia do Córrego D'Antas.

FONTE: DRM, 2011.

Nenhum destes autores discute o papel do intemperismo químico na formação do material transportado em eventos extremos como o Megadesastre. Dessa forma, esta dissertação propõe a análise das transformações geoquímicas e mineralógicas que ocorrem em pacotes intemperizados. Isto porque, há uma relação direta entre os processos intempéricos que atuam em uma dada região e a susceptibilidade da mesma ao fenômeno de instabilidade de encostas, especificamente o escorregamento de solo e carreamento dos blocos contidos em seu interior.

Atualmente, as pesquisas sobre esse tema têm sido bastante frequentes em países que sofrem com os problemas de instabilidade de encostas como por exemplo: Che et al. (2012) apresentam estudos de solos residuais derivados da alteração de rochas basálticas submetidos

a condições extremas de clima tropical, na região de Limbe, sudoeste de Camarões. Essa pesquisa tratou das variações mineralógicas que ocorrem com o aumento do grau de alteração do material e o comportamento dos elementos maiores e alguns elementos traços em perfis de solos propensos a escorregamentos; Malpas et al. (2001) realizaram um trabalho parecido em perfis de solo desenvolvidos sobre matrizes piroclásticas sob condições de clima subtropical, em Hong Kong, China, e concluíram que o comportamento de elementos químicos não pode ser unicamente explicado em termos do grau de alteração. Este estudo evidenciou que o tipo e a abundância dos argilominerais podem modificar significativamente as assinaturas geoquímicas do intemperismo.

1.1 HIPÓTESE DE TRABALHO

A hipótese a ser testada é a de que os perfis de alteração desenvolvidos sobre terrenos graníticos apresentam características químicas e mineralógicas que os classificam como susceptíveis a escorregamentos.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo geral

Investigar os condicionantes geológicos que favoreceram os movimentos de massa do Megadesastre, avaliando as contribuições dos fatores geoquímicos e mineralógicos presentes em rochas graníticas.

1.2.2 Objetivos específicos

- a) Caracterização geoquímica e mineralógica de rochas graníticas frescas e ao longo de perfis de intemperismo;
- b) Discussão do comportamento dos elementos químicos durante o avanço do intemperismo em rocha graníticas;
- c) Associação dos aspectos geoquímicos e mineralógicos favoráveis à formação de blocos e a ocorrência dos escorregamentos em litologia granítica.

2 BASE TEÓRICA

2.1 PROCESSOS INTEMPÉRICOS

A morfologia da superfície terrestre é resultado da interação de forças endógenas – construtivas – e exógenas – destrutivas. Grande parte das rochas é formada em profundidade e quando expostas à superfície terrestre, em contato com a atmosfera, biosfera e hidrosfera, tornam-se instáveis, uma vez que as condições de pressão e temperatura da superfície diferem das condições de sua formação. Dessa forma, essas rochas ficam sujeitas a ação dos processos intempéricos responsáveis pela desintegração física do material, o que facilita e acelera as reações com soluções aquosas e a ação de organismos resultando em decomposição química.

As alterações supergênicas são dependentes dos seguintes fatores: clima (precipitação e temperatura), topografia, geologia, influencia da biosfera e condições de drenagem do perfil (FORMOSO, 2006).

O intemperismo consiste em uma alteração física e química de um material rochoso, que ocorre *in situ*, e conduzem à formação de resíduos não consolidados (BLOOM, 1978) ora conhecidos como *material inconsolidado* (SOUZA; ZUQUETTE, 1991). E pode ser dividido em três tipos: físico, químico e biológico, apesar de, na natureza, esses ocorrerem de forma simultânea. Para esse trabalho, serão enfatizados os dois primeiros.

Os processos físicos englobam a desintegração física e mecânica de rochas e minerais, que podem ocorrer em escala macroscópica e também microscópica, sendo essa intra e intergrãos, sem que haja comprometimento de suas estruturas cristalinas. Em geral, estão relacionados com ação do congelamento das águas, com as variações bruscas de temperatura e por ação radicular de determinadas espécies vegetais.

As rochas são constituídas por minerais com diferentes coeficientes de expansão. Esses minerais quando submetidos a variações constantes de temperatura (insolação durante o dia e resfriamento à noite), que conduzem a variações no volume e a tensões diferenciadas do material, sofrem fissuramento e desagregação. Além disso, há a diferença na condutividade calórica observada entre a superfície e a parte interna do material rochoso que devido a variações de temperatura tendem a ocasionar tensões laterais, tendo por consequência o desprendimento das camadas superficiais da rocha de forma concêntrica, semelhantes a uma cebola. Esta feição é denominada de esfoliação esferoidal (figura 03). Inicialmente o material ocorre em forma angulosa, porém há um maior desgaste dos vértices, seguido pelas arestas e

por fim no meio das faces, resultando na formação de blocos rochosos arredondados. Esses blocos, comumente, são encontrados envoltos por material inconsolidado, sendo então, denominados *corestones* (ou núcleos rochosos). Tal processo é muito comum em rochas homogêneas, como os granitos, em regiões de clima tropical (SALOMÃO; ANTUNES, 1998).

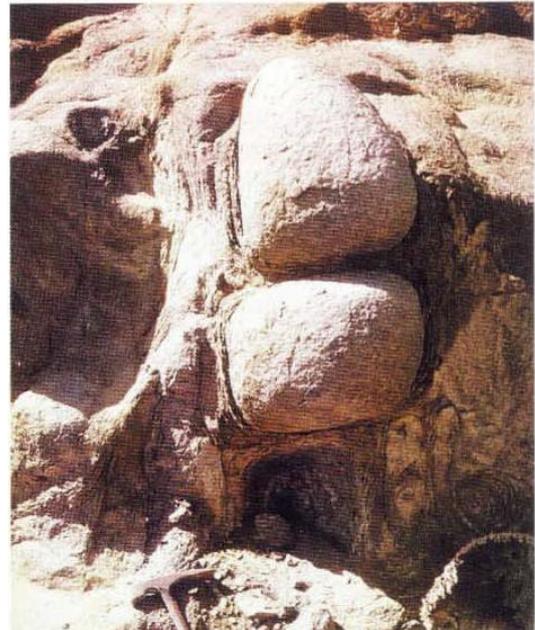
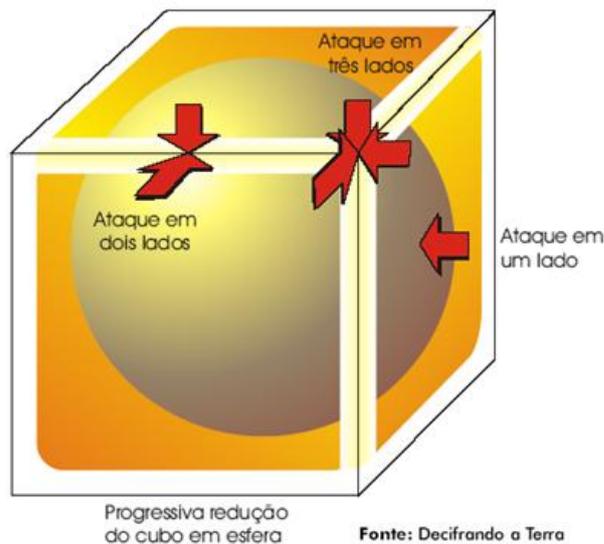


Figura 03 – A esfoliação esférica resulta na produção de formas arredondadas a partir de formas angulosas de blocos de rochas.

FONTE: TEXEIRA, 2000.

O intemperismo químico inclui a alteração na composição química e da estrutura original dos cristais. As reações químicas do intemperismo geram como produto mudanças mineralógicas, texturais e geoquímicas. Os principais processos químicos que atuam no intemperismo são: dissolução, hidrólise, hidratação, oxi-redução e carbonatação, sendo que a predominância varia em função das condições ambientais e da composição mineralógica do material.

Em regiões tropicais, o estudo dos processos intempéricos tem assumido papel importante, uma vez que devido às elevadas temperaturas e umidade, a degradação química é bastante acelerada podendo resultar em perfis de dezenas de metros de espessura, desde que as condições de relevo permitam. Esses estudos tem caráter multidisciplinar, contando com a contribuição de geólogos, geomorfólogos, pedólogos, agrônomos, geotécnicos, entre outros

(PORTO, 1996). Já as regiões de clima frio e de desertos quentes, o intemperismo físico é o mais predominante (SELBY, 1993).

A ocorrência do intemperismo químico está condicionada à presença de água e de temperatura favoráveis ao desenvolvimento das reações que transformam os minerais primários em secundários (como os argilominerais) e que reduzem o tamanho dos cristais, resultando assim, na redução da resistência da rocha (CHE et al., 2012; SELBY, 1993).

Por fim, não se pode ignorar o importante papel do intemperismo biológico. As espécies vegetais de raízes profundas ao penetrar nos vazios existentes no substrato litológico atuam de forma a ampliar as fendas e a desagregar o material. Além disso, a ação biológica (a produção de gases e de ácidos orgânicos) promove importantes reações de alteração e transformação mineral (FORMOSO, 2006). As atividades de vários animais (minhocas, formigas, cupins e roedores) e vegetais superiores facilitam a penetração de outros agentes decompositores de material rochoso; movimentam e aglutinam as partículas do solo e auxiliam na mistura dos constituintes no interior dos horizontes pedogenéticos (SALOMÃO; ANTUNES, 1998).

O Brasil é caracterizado por uma grande variação geológica. Estudos buscam compreender os processos intempéricos que agem sob esses diferentes substratos rochosos. Bigarella et al. (1994) trata da relação entre a espessura do manto de alteração e os aspectos geológicos, e conclui que as características do manto de granito são diferentes do manto formado de gnaiss em função da granulação e da disposição das camadas. Segundo os autores, quando a textura é muito fina, o manto de alteração é espesso, enquanto os gnaisses e granitos de granulação grossa resistem mais à ação do intemperismo químico. Todavia, Menezes et al. (2011) analisaram as interações entre a profundidade do solo e o substrato geológico e concluíram que, os materiais bandados (gnaisses) resultam em perfis mais profundos do que os resultantes de rochas maciças (granitos).

Em relação às taxas temporais, as feições intempéricas têm sido consideradas como funções lineares no tempo. Entretanto, investigações teóricas e empíricas tem evidenciado que essa relação não é de fato linear (salvo alguns casos especiais como a dissolução de carbonatos). Segundo Colman et al. (1981), a taxa de intemperização sofre um decréscimo com o tempo. Isso se deve à formação de resíduos estáveis, os quais, provavelmente, impedem a percolação de água para as camadas inalteradas e/ou o afastamento da água que já está em contato com a rocha, reduzindo o transporte de elementos para regiões mais afastadas.

Dessa forma, esse material é acumulado e a partir disso, são formadas heterogeneidades dentro do perfil de alteração.

2.2 MOVIMENTOS DE MASSA

Segundo Selby (1993), movimento de massa é o movimento do solo ou rocha ao longo da vertente sob ação direta da gravidade. A água é o agente comumente envolvido nesse processo, atuando de forma a reduzir a coesão do material (rocha e solo), e a contribuir para o comportamento plástico e fluido do solo. Esses movimentos são importantes processos naturais que atuam na dinâmica das vertentes, fazendo parte da evolução geomorfológica em regiões serranas (TOMINAGA, 2009). Estes eventos podem ocorrer de forma intensa e extensa, como foi o caso do Megadesastre da Região Serrana.

Os processos podem ser classificados de várias formas de acordo com o tipo de material mobilizado, a velocidade, o mecanismo do movimento, o modo de deformação, a geometria da massa movimentada e o conteúdo de água (SELBY, 1993; AMARAL; FERNANDES, 1996). Atualmente, existem muitas classificações em uso e muitos conflitos em relação à terminologia. Alguns exemplos que se destacam são Guidicini e Nieble (1984), IPT (1991) e Infanti Jr. e Fornasari Filho (1998). Na tabela 01 são apresentadas as principais classes de movimentos de massa propostas por esses autores.

Tabela 01 – Comparação entre três propostas de classificação dos movimentos de massa.

GUIDICINI & NIEBLE (1984)	IPT (1991)	INFANTI Jr & FORNASARI FILHO (1998)
<p>Escoamentos: Rastejo Corrida</p> <p>Escorregamentos: Rotacionais Translacionais Queda de blocos Queda de detritos</p> <p>Subsidência: Subsidência Recalques Desabamentos</p> <p>Movimentos Complexos</p>	<p>Rastejo</p> <p>Corridas de Massa</p> <p>Escorregamentos</p> <p>Quedas / Tombamentos</p>	<p>Rastejo</p> <p>Corridas Lama Terra Detritos</p> <p>Escorregamentos: Rotacionais Translacionais Em Cunha</p> <p>Movimento de blocos rochosos Queda Tombamento Rolamento Desplacamento</p>

Dentre as classificações mais utilizadas no Brasil, e que será adotada neste trabalho, destaca-se a desenvolvida por Guidicini e Nieble (1984). Na área de estudo, foram identificados os tipos: escorregamento translacional e corrida.

Na região SE do Brasil e principalmente na Serra do Mar os escorregamentos, dentre os movimentos de massa, são os mais frequentes. Sua definição é dada como movimentos rápidos e de duração relativamente curta, de porções de terrenos (solo e rocha) geralmente bem definidas quanto ao seu volume, cujo centro de gravidade se desloca para baixo e para fora de talude ou da vertente. A velocidade máxima atingida dependerá da declividade do terreno.

A relação entre a resistência média ao cisalhamento do solo ou rocha e as tensões médias de cisalhamento na superfície potencial de movimentação decrescem gradualmente no instante do escorregamento.

Escorregamentos translacionais ou planares são os mais comuns tipos de escorregamentos. Possuem superfície de ruptura de forma planar, que, em geral, acompanham descontinuidades mecânicas e/ou hidrológicas existentes no interior dos materiais. Sua morfologia se caracteriza por serem compridos e rasos. Sua ocorrência está relacionada, na maioria das vezes, com períodos de chuvas intensas. Nesses períodos pode-se desenvolver um nível freático suspenso ou até mesmo a saturação completa do pacote de rocha/solo. A superfície de ruptura geralmente coincide com o contato solo – rocha, e os materiais transportados podem ser constituídos de rocha e/ou solo (figura 04). De acordo com Amaral (1997), os escorregamentos translacionais correspondem a cerca de 38% de todos os escorregamentos ocorridos entre 1962 e 1992 na cidade do Rio de Janeiro.

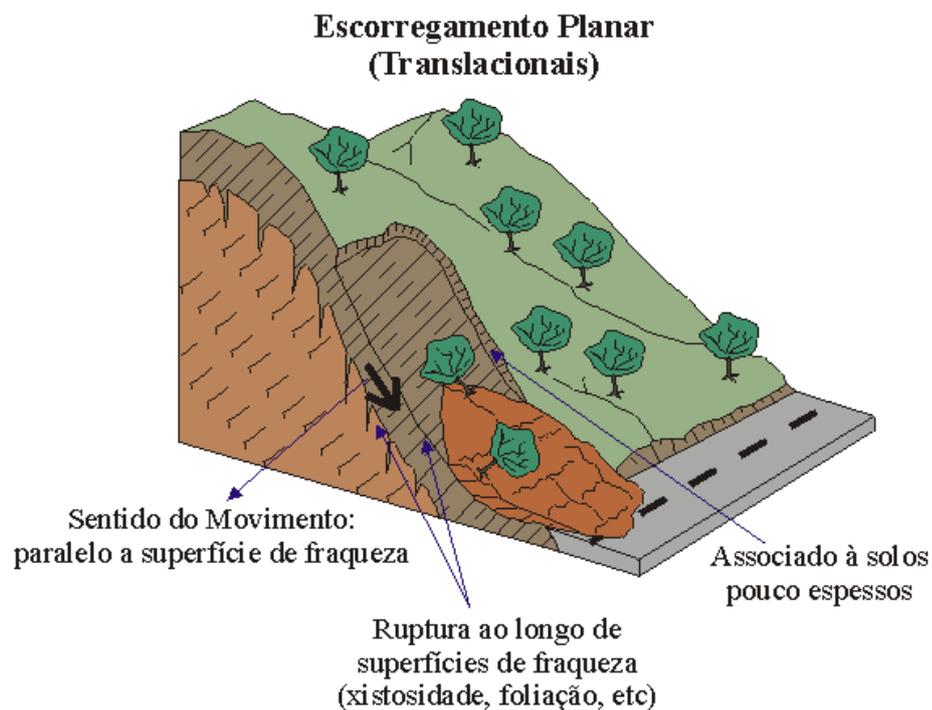


Figura 04 – Ilustração do escorregamento do tipo translacional.
FONTE: INFANTI JR.; FORNASARI FILHO, 1998 – modificado.

As corridas são formas rápidas de escoamento, de caráter hidrodinâmico, ocasionadas pela perda de atrito interno em presença de excesso de água. Nesse caso massas de solo, ou solo e rocha podem fluir como um líquido. O material deslocado pode ter um

elevado alcance mesmo em áreas pouco inclinadas. A distinção entre corrida e escorregamento nem sempre é fácil de ser feita no campo. Algumas vezes, uma corrida pode ser iniciada com um escorregamento, indicando que essas são movimentos complexos.

Dependendo de seu grau de fluidez e do material transportado, as corridas podem ser subdivididas em: corrida de terra, corrida de areia ou silte, corrida de lama ou avalanche de detritos (figura 05).

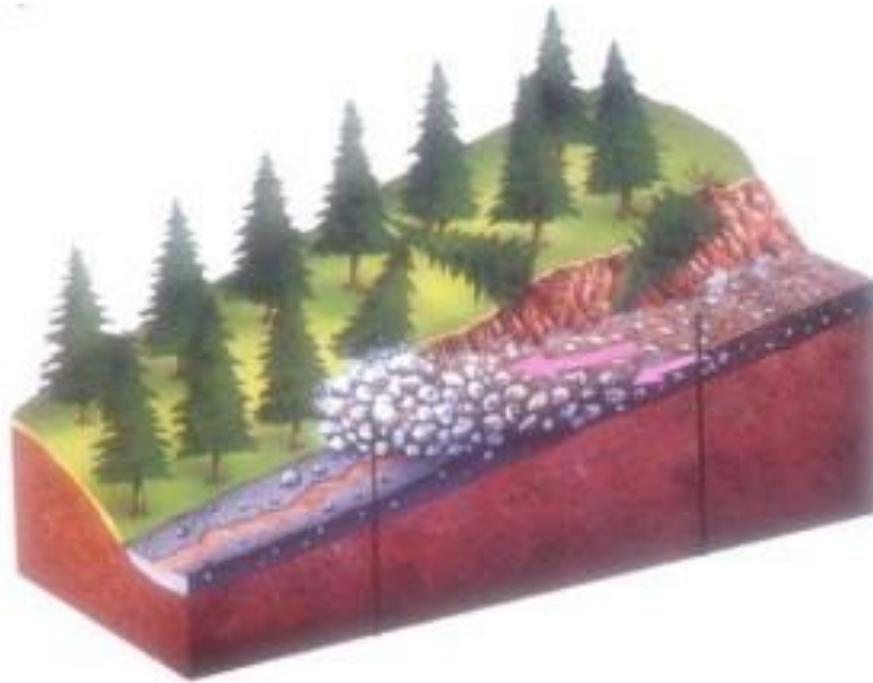


Figura 05 – Ilustração de uma corrida: avalanche de detritos.

FONTE: IPT, 1991.

2.3 ESTUDOS GEOQUÍMICOS EM PERFIS DE INTEMPERISMO

Apesar de algumas generalizações poderem ser feitas sobre o comportamento dos elementos durante o intemperismo, a distribuição e o comportamento deles dependem de vários fatores, tais como condições físico-químicas do ambiente, além da estabilidade do mineral primário que contém esses elementos. Três processos principais estão envolvidos no intemperismo: (1) a quebra (física e química) de minerais primários; (2) a remoção em solução dos elementos liberados; e (3) a formação de fases secundárias (GOUVEIA et al., 1993).

Em geral, durante o processo de alteração os componentes maiores SiO_2 , MgO , CaO , Na_2O e K_2O tem comportamento móvel, já o Fe_2O_3 , Al_2O_3 e TiO_2 tem caráter imóvel. De

forma semelhante, os elementos traços Rb, Sr, Ba e Cr são geralmente móveis enquanto lantanídeos, Th, Y e Zr são os mais imóveis. Nesse sentido, tem-se procurado compreender o comportamento dos elementos químicos em perfis de alteração desenvolvidos sobre diferentes substratos (DEEPTHY, 2008).

Nesbitt et al. (1980) investigaram os processos químicos que afetam os elementos alcalinos e alcalino terrosos durante a alteração de rochas granodioríticas, e concluíram que a concentração desses elementos está relacionada com dois processos principais: lixiviação dos cátions dos minerais primários durante a sua degradação e fixação, por troca ou por adsorção, desses cátions em minerais secundários (principalmente os argilominerais). Na, Ca e Sr são os elementos mais rapidamente retirados do perfil, enquanto que o Mg permanece no perfil juntamente com Rb, Cs e Ba.

Che et al. (2012) concluíram que a alteração intensa de rochas basálticas submetidas a clima tropical úmido resulta na perda de Ca, Na, Mg, K e Sr; enquanto que os elementos traços Ba, Zr, Y, Sc, V, Ni e Co aparecem com relativo enriquecimento. Ti, Fe, Al, Mn, P e Ce têm a tendência de ser lixiviado em alguns níveis do perfil e concentrados em outros. Em um trabalho comparativo com diferentes litotipos de uma região, Im et al. (2002) concluíram que nas zonas de alteração em basalto, K_2O e CaO exibem comportamento móvel, enquanto que nos granitos o comportamento é irregular. Nos granitos, Rb, Cs, Sr, Ba, Ge e U tendem a ser facilmente mobilizados, enquanto que Ga, Y, Hf, Zr, Nb, Ta e Th são relativamente imóveis. O comportamento do Rb, Cs e Ba mostrou-se muito parecido com o do potássio. Já o Sr, se assemelha com cálcio. Esses elementos tem como fonte principal os feldspatos.

Neumann et al. (2012) avaliaram a evolução dos processos de alteração supergênicas de rochas graníticas, no qual o Fe e o Al apresentaram caráter empobrecido na parte mais superior do perfil e enriquecido nos horizontes imediatamente abaixo, refletindo o transporte vertical desses elementos, possivelmente, na forma de complexos orgânicos. Já o Si apresentou concentrações muito parecidas no horizonte superficial e na rocha sã. Na, Ca, Sr, K e Rb são empobrecidos ao longo do perfil, o que é explicado pela sua solubilidade o que os torna facilmente lixiviados. Ti, Zr e Nb aparecem em concentrações maiores do que a rocha sã ao longo de todo o perfil. Esses elementos não são solúveis e não formam complexos solúveis, sendo, portanto imóveis ao longo de todo o perfil. Seu enriquecimento aparente é devido estritamente à perda de outros elementos.

Um grupo de elementos que merece uma atenção especial é o das terras raras. Em rochas graníticas alteradas, a maioria dos ETR's está incorporada em minerais acessórios resistentes. Comumente os ETR's tem sido considerado como relativamente imóveis durante a alteração e formação de solos. Entretanto, existem evidências que mostram a mobilização dos ETR's e outros elementos traços sob condições supergênicas pela dissolução de minerais acessórios, a remoção em solução e a sua redistribuição dentro do perfil intempéricos (NESBITT et al., 1980; GALÁN et al., 2007). Evidências dessa mobilização incluem o fracionamento de ETR's leves para pesados e enriquecimento na parte superior do perfil. Nesbitt et al. (1979) observou a lixiviação preferencial dos ETR's pesados no horizonte mais alterado. Da mesma forma, Braun et al. (1993) verificou uma concentração relativa de ETR's leves em comparação aos pesados no material alterado residual. Esta mobilidade dos ETR's ocorre principalmente durante os primeiros estágios da alteração (NESBITT et al., 1979; DUDDY, 1980). Van Der Weijden e Van Der Weijden (1995) sugere a falta de um trend bem definido no comportamento dos ETR's ao longo do processo de formação de solo a partir de rochas félsicas.

A mobilidade desses elementos está associada com a formação de complexos com ligantes orgânicos e inorgânicos que podem estar presentes nas soluções que percolam no solo. Além disso, os ETR's podem também estar adsorvidos em óxidos e hidróxidos de ferro e manganês, bem como em argilominerais (OHTA; KAWABE, 2001; BYRNE; LEE, 1993).

2.4 GEOQUÍMICA DOS PERFIS DE INTEMPERISMO E SUA RELAÇÃO COM ESCORREGAMENTOS

A ocorrência de escorregamentos em regiões tropicais está, geralmente, associada com heterogeneidades químicas e mineralógicas dentro de camadas de rocha intemperizadas.

Duzgoren-Aydin e Aydin (2006) definiram heterogeneidade como variações abruptas nas características mecânicas e hidráulicas em solo. Essas variações podem estar associadas a processos de intemperismo diferencial e/ou a mobilização e reconcentração de elementos e argilominerais. Essa mobilização dos elementos ocorre devido à transformação de minerais primários em secundários, quando alguns elementos acabam sendo disponibilizados para o meio.

Trabalhos mostram que a mineralogia das argilas e a química dos solos produzem indicadores para a existência de planos de ruptura potenciais. Para Wen et al. (2004) as características geoquímicas das zonas de deslizamento fornecem fortes indícios da formação dessas zonas, como por exemplo o comportamento do alumínio, do silício podem sugerir a formação de argilas no interior das zonas de deslizamento, provavelmente devido a lixiviação, deposição e/ou migração lateral de Al-Si através de poros e fraturas dentro do saprolito, sob as formas de solução de Al-Si e colóides. Shuzui (2001), em seu estudo sobre desenvolvimento de superfície de escorregamento concluiu que conforme aumenta o conteúdo de argilominerais na superfície de ruptura, a força de atrito é reduzida. Em particular para os argilominerais 2:1 como a esmectita, que possui baixa resistência ao cisalhamento.

Portanto, a compreensão dos processos que resultam na evolução de perfis de intemperismo e na formação das heterogeneidades dentro dos mesmos é de grande importância na previsão e no controle de escorregamentos.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 ÁREA DE ESTUDOS

3.1.1 Contexto geológico e tectônico regional

A região serrana fluminense está localizada no Terreno Oriental da Faixa Ribeira (figura 06), um cinturão de dobramentos e empurrões com orientação NE-SW gerado no Neoproterozóico/Cambriano, durante a Orogênese Brasiliana (ALMEIDA, 1977).

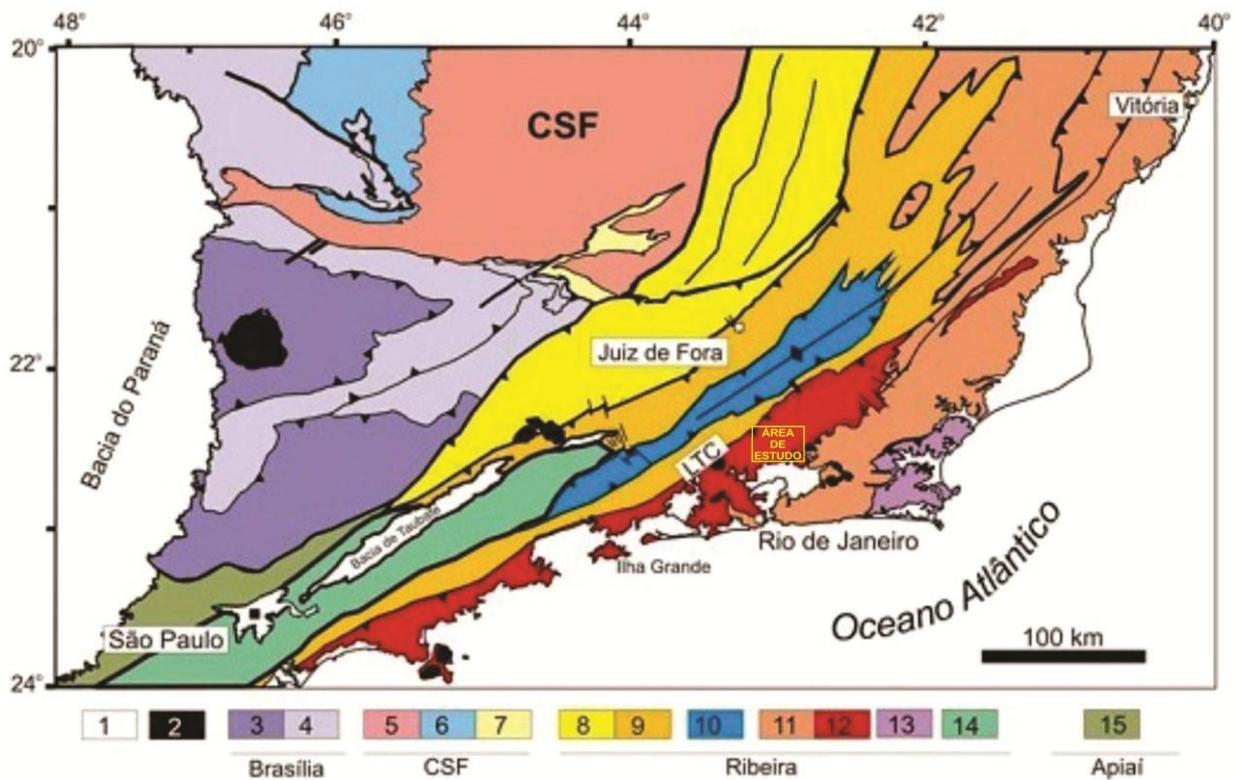


Figura 06 – Mapa tectônico do Segmento central do Sistema Orogênico Mantiqueira.. Legenda: 1- Riftes Cenozóicos; 2 – Rochas Alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orogênio Brasília (3 a 4); 3 – Nappes Inferiores; 4 – Nappes Superiores; 5- Embasamento do CSF e Domínio Autóctone; 6 – Supergrupo São Francisco; 7- Metassedimentos do Domínio Autóctone; Orogênio Ribeira (8 a 13): 8 – Domínio Andrelândia e 9 – Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10 – Klippe do Paraíba do Sul; 11 – Terreno Oriental incluindo 12 – Granitóides do Arco Magmático Rio Negro; 13 – Terreno Cabo frio; Orogênio Apiaí/Paranapiacaba (14 a 15): 14 – Terrenos São Roque e Açungui; 15 – Terreno Embu; LTC – Limite Tectônico Central. O retângulo amarelo mostra a localização da área de estudo dentro da Faixa Móvel Ribeira.

FONTE: HEILBRON et al., 2004 – modificado.

O Terreno Oriental é subdividido em três domínios tectônicos de idades neoproterozóica ou mais recentes: domínio Cambuci, domínio Costeiro e Klippe Italva. A área estudada está inserida no domínio Costeiro que compreende rocha metassedimentares intrudidos pelos ortognaisses do Complexo Rio Negro (TUPINAMBÁ et al., 1996), cortados

regionalmente por gnaisses da Suíte Serra dos Órgãos (BARBOSA; GROSSI SAD, 1985), e maciços graníticos pós-tectônicos.

O Complexo Rio Negro é constituído por gnaisses migmatíticos, estromáticos, de composição tonalítica a granodiorítica (TUPINAMBÁ et al., 1996), que corresponde a Unidade Santo Aleixo (JUNHO, 1982). Algumas vezes formam morros arredondados, mas na maioria das vezes não apresentam características especiais ficando subordinado à tectônica rúptil recente. Os litotipos característicos dessa unidade são (granada)-(hornblenda)-biotita gnaisses graníticos, (hornblenda)-biotita gnaissse tonalítico (bandas melanossomáticas) e leucogranito gnáissico (bandas leucossomáticas). Essa unidade apresenta foliação bem desenvolvida, conferida pela orientação dos minerais, das estruturas lenticulares e do bandamento (JUNHO, 1982).

O Complexo é cortado regionalmente por gnaisses da Suíte Serra dos Órgãos (BARBOSA; GROSSI SAD, 1985), que se estende por 140 km ao longo da Serra do Mar. O litotipo característico é o granito gnáissico (JUNHO, 1982) de granulação grossa e foliação descontínua, com composição tonalítica a granítica, prevalecendo os termos granodioríticos (TUPINAMBÁ, 1999). Formam, geralmente, morros cônicos ou serras alongadas e também morrotes arredondados assim como os gnaisses do Complexo Rio Negro (JUNHO, 1982).

Segundo Junho (1982), são encontrados na região corpos plutônicos ácidos a intermediários, em forma de maciços, diques e aplitos, que cortam as unidades anteriormente descritas, sendo representados pelo Granito Teresópolis. Essas intrusões, de idade Cambro-Ordoviana, possuem características pós-tectônicas (sem feições de deformação interna) e são correlacionáveis com Granito Andorinha; Granito Frades; Granito Nova Friburgo; e Granito Conselheiro Paulino. A distribuição desses corpos obedece ao trend NE, e sugere um possível controle tectônico. Esses granitos ocorrem em forma de morros cobertos por blocos, geralmente angulosos e também em morros altos com encostas verticais. Trata-se de um granito leucocrático, coloração cinza a rosa claro, com variação granulométrica, apresentando assim, duas fácies principais: Granito cinzento de grão médio e porfirítico; e Granito cinzento de grão fino levemente orientado.

Além dos corpos maiores, outras litologias subordinadas são metabasitos, pegmatitos e aplitos pré-tectônicos; pegmatitos e aplitos pós-tectônicos; e diques de diabásio associados ao magmatismo mesozoico.

Nesta parte da Faixa Ribeira as estruturas rúpteis observadas são relacionados, pelo menos em parte, com a tectônica iniciada no Jurássico-Cretáceo, com a abertura do Atlântico Sul. Este tectonismo distensional Mesozóico foi reativado, durante o Cenozóico, sendo responsável pela formação de depressões tectônicas (grábens e bacias sedimentares) e blocos montanhosos controlados por falhas (ALMEIDA, 1976). Na região serrana fluminense, as zonas de cisalhamento rúpteis apresentam propriedades geométricas e cinemáticas variáveis (TUPINAMBÁ et al., 2011). A maioria delas tem direção N40-60E, mas algumas se aproximam da direção E-W.

3.1.2 Geologia local

A área estudada está inserida no domínio Costeiro do Terreno Oriental, no contexto do Arco Magmático Rio Negro. Junho (1982), em seu mapeamento 1:50.000, constatou que a bacia do Córrego do Príncipe é constituído por migmatitos heterogêneos, de estrutura estromática predominante, sendo o leucossoma composto por biotita granito de grão médio a pegmatóide e o melanossoma de composto por (hornblenda)-biotita gnaisse mesocrático a leucocrático (do Complexo Rio Negro), cortado por dois corpos intrusivos, de forma alongada para NW, de biotita monzogranito fino, localmente orientado (Granito Teresópolis), na região da cabeceira do córrego. Na região de médio a baixo curso, próximo ao centro do bairro Posse, a litologia predominante é (granada)-(hornblenda)-biotita granito gnaisse, médio a grosseiro com enclaves metabásicas (Batólito Serra dos Órgãos) (figura 07).

Os lineamentos estruturais regionais que tiveram sua reativação datada do Terciário, com trend N-S, NW-SE e NE-SW estão fortemente representados na área estudada através das direções das principais drenagens (JUNHO, 1982).

Na área de estudos foram analisados dois perfis (P01 e P02), estando ambos inseridos no Granito Teresópolis, e nos quais foram coletadas amostras com diferentes estágios de alteração.

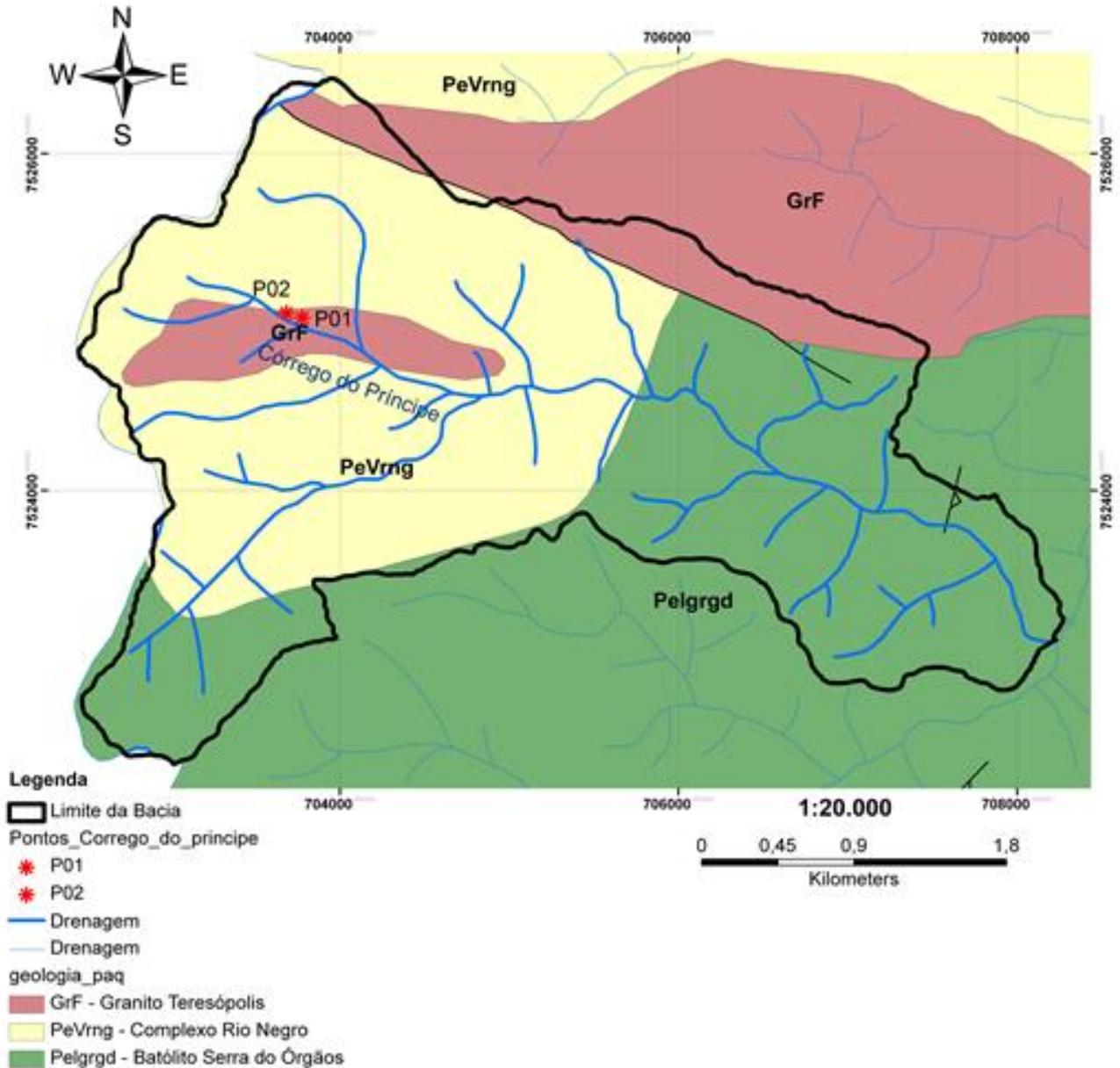


Figura 07 – Mapa geológico da Bacia do Córrego do Príncipe com os dois pontos amostrados.

3.1.3 Contexto fisiográfico da área

Em relação à configuração geomorfológica, a área de estudo está inserida no contexto do contraforte da Serra do Mar. A origem da Serra do Mar é atribuída aos processos tectônicos de movimentação vertical do Cenozóico (ALMEIDA, 1976). Seria, portanto, em seu conjunto, uma grande frente dissecada de falhas onde termina o Planalto Atlântico.

A bacia de drenagem do córrego do Príncipe tem direção NW- SE, acompanhando uma das direções dos lineamentos do Planalto e apresenta uma área aproximada de 11.973

km². É caracterizada como de 3º ordem, com cotas altimétricas acima de 840 m, com o ponto mais elevado alcançando 1.780m (WALDHERR; TUPINAMBÁ, 2011). A cabeceira apresenta declividades mais acentuadas, onde o canal apresenta caráter encaixado.

O Córrego do Príncipe é um afluente do rio Paquequer, no médio curso desse. O clima nessa região é caracterizado como mesotérmico brando úmido a super-úmido. A temperatura média é de 18°C e a pluviosidade anual varia entre 1.500 mm a jusante e 3.000 mm a montante da bacia do Rio Paquequer (SCHUMM, 2003; SILVEIRA; RAMOS, 2007). Os menores índices de chuva se encontram nos meses de maio a agosto caracterizando um outono e inverno secos. Já os meses de novembro a abril apresentam alto índice de chuvas marcando uma estação de primavera e verão úmidos (SILVEIRA; SOUZA, 2012).

Como resultado da evolução dos processos intempéricos e pedogenéticos atuantes sobre o substrato da bacia do Córrego do Príncipe tem-se ocorrência de material aluvial, colúvio rico em blocos de rocha, colúvio silto-argiloso, colúvio-alúvio e elúvio. Os solos predominantes são do tipo cambissolo. Além disso, também são encontradas escarpas rochosas (UERJ/IBGE, 1999).

3.1.4 Corrida de massa do Córrego do Príncipe

No Córrego do Príncipe se desenvolveu um dos principais movimentos de massa, na ocasião do desastre, classificado como corrida de detritos (*debris flow*), com 3,6 km de extensão, com largura variando entre 40 e 180m, atingindo a zona ocupada por residências, destruindo moradias e causando um elevado número de óbitos durante sua passagem (WALDHERR; TUPINAMBÁ, 2011) (figura 08).

De forma geral, no Megadesastre as corridas foram alimentadas em parte por escorregamentos das encostas laterais, que ocorreram também em áreas florestadas, indicando que a sua ocorrência não está relacionada, unicamente, com a influência antrópica (RODRIGUES et al., 2012). O material movimentado tendeu a alcançar o eixo principal da drenagem, incorporando ao fluxo água superficial vindo dos taludes adjacentes, além de ser alimentado pelos detritos disponíveis nas laterais do canal e no *bedload*, ganhando densidade e viscosidade. Com a passagem do fluxo, houve a exumação de inúmeros matacões de eventos pretéritos ao longo do canal, além da exposição de perfis de intemperismo nas margens.



Figura 08 – Foto após passagem do fluxo – Corrida de Massa do Córrego do Príncipe (Teresópolis/RJ).
 FONTE: DRM/RJ.

3.2 METODOLOGIA DE CAMPO

Ao longo da estrada paralela ao canal principal do Córrego do Príncipe, foram observadas inúmeras cicatrizes de escorregamento. Essas cicatrizes apresentavam dimensões variadas e foram classificadas como translacionais de solo, de solo/ rocha e de rocha. Os escorregamentos de solo e solo/rocha se desenvolveram sobre material residual e também sobre material coluvionar.

Dentre as cicatrizes observadas, escolheu-se como objeto de estudo os pontos P01 e P02, ambas situadas na margem esquerda do canal.

Com o uso de uma enxada removeu-se o material que cobria o perfil, abrindo-se uma frente de aproximadamente 3,0 X 3,0 m no perfil 01 e 2,5 X 2,5 m no perfil 02. O exame do perfil teve início com a identificação dos níveis segundo o critério das variações nas características morfológicas: cor, textura e estrutura residual, seguido da descrição de cada um desses.

A descrição, em geral, foi guiada pelo Manual de descrição e coleta de solo no campo (LEMOS; SANTOS, 1996), com algumas adaptações, no qual é tratada uma sequência para exame morfológico do perfil:

- a) Espessura e arranjo dos níveis – no caso dos níveis com transição irregular, considerou-se a espessura predominante;
- b) Transição – refere-se à nitidez da separação entre os níveis. Podendo ser: abrupta ou gradual.
- c) Cor do material – determinação baseada na comparação das cores da escala de Munsell. Só foi possível realizar essa análise para o perfil 01, devido à disponibilidade da escala de cores;
- d) Textura – refere-se à proporção relativa entre as frações granulométricas que compõe a massa de cada nível;
- e) Estrutura residual - aspecto herdado da rocha matriz;
- f) Grumos de material amorfo – presença de grumos de coloração amarronzada de difícil descrição em lupa.

Foram coletadas 14 amostras no perfil 01 e 17, no perfil 02. As amostras tinham aproximadamente 2kg.

3.3 METODOLOGIA DE LABORATÓRIO

3.3.1 Granulometria

Foram separados cerca de 30g somente das amostras friáveis para realização das análises granulométricas. Esse material foi levado a estufa a 100 °C por 20 a 30 minutos. Em seguida, após resfriado, o material foi separado de acordo com o diâmetro de suas partículas (tabela 02) pelo método de peneiramento até as frações areia muito fina.

Tabela 02 – Intervalos de classe utilizada para tamanho de partículas (Escala de Wentworth).

Diâmetro das Partículas (mm)	Frações
> 2,0	Grânulo
2,0 – 1,0	Areia Muito Grossa
1,0 – 0,5	Areia Grossa
0,5 – 0,250	Areia Média
0,250 – 0,125	Areia Fina
0,125 – 0,063	Areia Muito Fina
< 0,063	Silte/ Argila

Para a quantificação das frações silte e argila, separadamente, utilizou-se o analisador de partículas a laser CILAS modelo 1064, pelo método de difratometria a laser. As amostras peneiradas (frações silte + argila) foram colocadas em solução dispersante (Hexametáfosfato de sódio 40g/L) e agitadas por 24h (mesa agitadora). O equipamento apresenta-se configurado para a faixa de 0,02 a 500 μm e 100 classes de tamanho de partícula. A curva granulométrica foi calculada utilizando o programa GRADISTAT 4.0.

3.3.2 Preparação das amostras para as análises químicas e mineralógicas

O preparo das amostras para as análises químicas e mineralógicas teve início com a trituração manual (com auxílio de uma marreta para as amostras não friáveis). Em seguida as amostras foram colocadas para secar (câmara de luz por 24h), para serem homogeneizadas e quarteadas. Então foram moídas em um moinho de bolas, no Laboratório de Preparo de Amostras da UERJ – LGPA. O moinho é da marca Mier/Mill 80000, constituído de carbeto de tungstênio e o tempo de moagem foi de 9 minutos. Depois de moída, as amostras foram armazenadas em recipiente de acrílico.

Após o preparo de cada amostra, a limpeza do cadinho e das bolas era feita moendo areia de praia lavada. O procedimento era repetido de 2 a 3 vezes. Em seguida, todo o material era lavado com detergente neutro em água corrente, com álcool e seco com jato de ar comprimido e câmara de luz por 15 minutos.

O material moído e peneirado foi então encaminhado para a Análise mineralógica (Difração de Raio-X (DRX)) e para a Análise química (Ativação Neutrônica (AAN) e Fluorescência de Raio-X (FRX)).

3.3.3 Análise mineralógica

A caracterização da composição mineralógica foi feita de três formas:

- Descrição petrográfica de lâmina delgada de rocha sã e alterada (impregnada com “azul de ceres”). A confecção das lâminas foi feita pelo Laboratório de Preparo de Amostras (LGPA) da UERJ e a descrição das mesmas foi realizada no Laboratório de Petrografia da mesma universidade utilizando um microscópio Zeiss – Axioskop 40;
- Descrição em lupa binocular de material das diferentes frações (exceto areia muito fina) utilizando a lupa binocular, modelo Zeiss – Stemi 2000-C, do Laboratório de Espectroscopia da UFF;
- Caracterização mineralógica (pelo método de Difração de Raio – X) das amostras moídas (amostra total) e da fração fina (amostra peneirada: <0,062 mm). A análise por difração foi realizada no Instituto de Física da UFF.

3.3.4 Análise química

3.3.4.1 Ativação neutrônica (AAN)

O método de análise por ativação neutrônica (AAN) foi proposto em 1936 por G. Hervesy e H. Levy. O reconhecimento dessa técnica como de alta sensibilidade se deu com o desenvolvimento de reatores nucleares de pesquisa com fluxos de nêutrons da ordem de 10^{12} nêutrons $\text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ (DE SOETE et al., 1972).

Com o aperfeiçoamento do método ao longo dos anos, a sua aplicação tem sido possível em diferentes ramos da ciência e empregando diferentes tipos de matrizes, como: material arqueológico (LATINI, 1998; SANTOS et al., 2007); geológico (GONÇALVES, 1997; NESBITT et al., 1980; NESBITT; MARKOVICS, 1997; GOUVEIA et al., 1993); biológico (ROGERO, 1992; CATHARINO, 2002), entre outros. Esse método, atualmente, já está bem estabelecido e é o mais aceito na certificação de materiais de referência (MOREIRA, 2010).

A análise por ativação neutrônica é um método analítico multielementar que se baseia em reações que ocorrem com os núcleos atômicos e não com os elétrons orbitais, diferindo-se, assim, da maior parte dos métodos usuais (BODE, 1996).

Quando um fluxo de partículas ativadoras (nêutrons), produzidos em um reator nuclear, interage com um núcleo alvo, por meio de colisão inelástica, há a formação de um

núcleo composto de alta energia de excitação (radionuclídeo). Esse radionuclídeo pode perder sua energia por diferentes processos de desintegração, passando para uma configuração mais estável, por meio da emissão dos chamados “raios gama prontos” e transformando-se em um núcleo radioativo. Em seguida esse tende a emitir raios gama, de energias e meias-vidas características (desde frações de segundos a milhares de anos) e partícula beta, dando origem ao núcleo estável (figura 09).

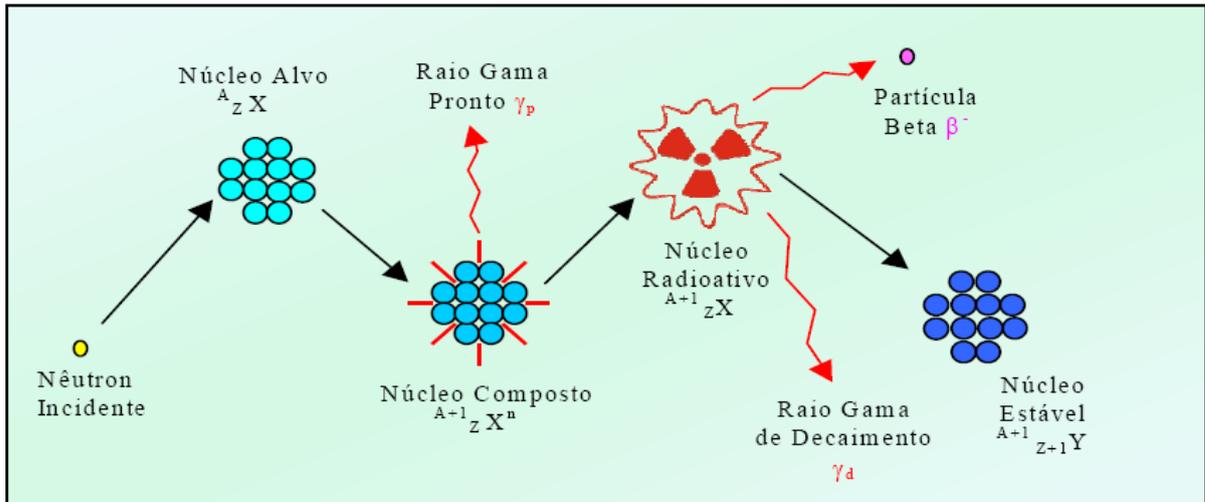


Figura 09 – Esquema da sequência de eventos que ocorrem na interação de nêutrons com o núcleo alvo.
FONTE: IAEA, 1990.

A sensibilidade dessa técnica está ligada principalmente ao fluxo de nêutrons a que a amostra será submetida, a abundância isotópica do núcleo alvo e da seção de choque (que reflete a probabilidade de um nêutron interagir com o núcleo de interesse). Quanto mais altos forem esses parâmetros, maior será a atividade do radioisótopo produzido.

As medições das energias dos raios gama emitidos e meias-vidas características constituem as bases para a identificação dos radioisótopos formados, resultando na determinação dos elementos e de suas concentrações. Nessas medições utilizam-se detectores de alta resolução, constituídos por cristais de germânio hiperpuro (HPGe), acoplados a analisadores multicanais e eletrônica associada (figura 10).

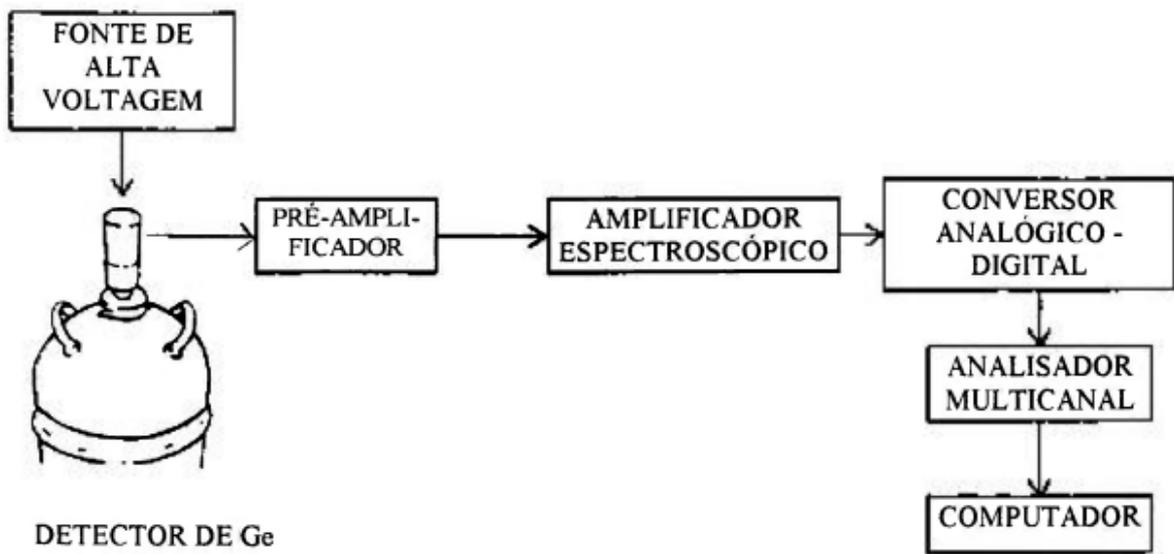


Figura 10 – Diagrama esquemático para o sistema de contagem do detector de Ge.
FONTE: BODE, 1990.

A determinação quantitativa de um elemento em uma amostra pode ser baseada em diversos métodos de padronização (CARDOSO, 2011), como por exemplo:

- *Método da Análise Absoluta:* determina a concentração elementar baseando-se no conhecimento do fluxo de nêutrons incidentes, na calibração de eficiência do detector e na utilização da abundância isotópica, da seção de choque e da probabilidade de emissão gama por decaimento. A necessidade destes vários parâmetros, cada um deles associado a uma incerteza, faz com que este método tenha uma baixa exatidão. A vantagem desse método é a possibilidade de quantificar qualquer elemento, desde que apareça no espectro uma linha gama do radionuclídeo de interesse, a partir da ativação de um de seus isótopos;
- *Método do Comparador Simples:* caracteriza-se pela na determinação de todos os elementos desejados através da irradiação do padrão de um só elemento. Para a determinação da concentração, recorre-se às razões entre taxa de contagem, eficiência e constantes físicas, tanto do comparador como do elemento a ser determinado. Sua principal vantagem é a flexibilidade, semelhante à do método absoluto. É um método especialmente útil quando se tem interesse em variações de concentração, não importando seu valor exato;
- *Método da Análise por Ativação Comparativa:* baseia-se na irradiação simultânea da amostra a ser analisada e uma amostra certificada, com concentração do elemento bem conhecida (padrão). A irradiação do padrão e da amostra é efetuada sob as mesmas condições, durante o mesmo tempo de irradiação e sob o mesmo fluxo de nêutrons, e posteriormente são

medidas sob as mesmas condições experimentais. Nesse processo, todos os parâmetros associados à irradiação e detecção são os mesmos, tanto para a amostra como para o padrão, tornando possível a determinação da concentração de um elemento na amostra através de uma simples comparação entre as atividades induzidas na amostra e no padrão (FÁVARO et al., 2000). Esse foi o método de padronização utilizado na presente pesquisa.

Em comparação com outros métodos, a análise por ativação neutrônica apresenta como vantagens ser uma técnica não-destrutiva; com bons limites de detecção e alta sensibilidade para um grande número de elementos, desde elementos maiores até elementos traços (cerca de 70% dos elementos químicos têm núclídeos que possuem propriedades adequadas para a aplicação desse método (CARDOSO, 2011)); a quantidade de amostra necessária para a análise é da ordem de 100 a 200 mg; em geral, é possível realizar uma análise puramente instrumental, ou seja, sem efetuar separações químicas (FORMOSO et al., 1989), eliminando assim, possíveis problemas de contaminação por manipulação e pelo uso de reagentes. Porém, como todas as outras técnicas analíticas, apresenta algumas desvantagens, tais como: elevado custo, necessita de um reator nuclear e de um detector de elevada resolução e gera de rejeito radioativo (ARARIPE, 2005).

Para uma análise multielementar completa através da ativação neutrônica, os elementos são divididos em 3 grupos dependendo da meia-vida de seus produtos da irradiação com nêutrons:

- a) curta: 2 min-15 horas
- b) intermediária: 0,5 -5 dias
- c) longa: maior que 5 dias

Alguns elementos aparecem em mais de um grupo. As mesmas amostras usadas para a irradiação curta podem ser utilizadas para irradiações longas, ou novas amostras podem ser preparadas (FÁVARO et al., 2000).

3.3.4.1.1 Preparação das amostras e padrões para a irradiação

Aproximadamente 200mg das amostras (rocha e material inconsolidado pulverizados) ou dos padrões utilizados foram pesados em cápsulas de polietileno de alta pureza, utilizando uma balança de precisão com quatro casas decimais. Procurou-se manter próximo o peso das amostras e dos padrões a fim de garantir as mesmas geometrias. Em seguida as cápsulas foram seladas com auxílio de um ferro de solda com ponta de grafite.

Das 30 amostras coletadas, foram selecionadas 10 para serem analisadas em duplicatas. Os padrões utilizados foram: San Joaquin Soil (SRM 2709) do *National Institute of Standards and Technology (NIST)*; Granito G-2, do *United States Geological Survey (USGS)*; e *Red-Clay PODMORE da University of Manchester (England)* (BELLIDO, 1988). Em cada uma das amostras foram analisados 26 elementos químicos, os quais não possuíam interferentes e alcançaram pouca variação dos erros associados. As características nucleares desses elementos estão apresentadas na tabela 03.

Tabela 03 – Características nucleares dos radioisótopos medidos.

(continua)

Radionuclídeo	Energia (KeV)	Meia-Vida	Natureza da meia-vida
²⁸ Al	1779	2,25 min	C
⁴⁹ Ca	3084,4	8,7 min	C
¹⁶⁵ Dy	94,6	2,35 h	C
²⁷ Mg	1014	9,46 min	C
⁵⁶ Mn	1811	2,58 h	C
²⁴ Na	1369	15,0 h	C
⁵¹ Ti	320	5,8 min	C
⁵² V	1434	3,75 min	C
⁴² K	1524,6	12,36 h	I
¹⁴⁰ La	487 e 1596	40,27 h	I
¹⁷⁷ Lu	208,3	10,99 d	I
²³⁹ Np (U)	106; 228 e 277	2,35 d	I
¹⁵³ Sm	103	46,8 h	I
¹⁷⁵ Yb	282 e 396	4,25 d	I
¹³¹ Ba	496	11,5 d	L
¹⁴¹ Ce	145.5	32,5 d	L
⁶⁰ Co	1173 e 1332	5,28 a	L
⁵¹ Cr	320	27,8 d	L
¹³⁴ Cs	796	2,04 a	L

Tabela 03 – Características nucleares dos radioisótopos medidos.**(conclusão)**

Radionuclídeo	Energia (KeV)	Meia-Vida	Natureza da meia-vida
¹⁵² Eu	1408	12,7 a	L
⁵⁹ Fe	1099 e 1293	44,6 d	L
¹⁸¹ Hf	482	42,5 d	L
²³³ Pa (Th)	312	27,4 d	L
⁸⁶ Rb	1078	18,8 d	L
¹²⁴ Sb	605 e 1691	60,2 d	L
⁴⁶ Sc	889	83,9 d	L
¹⁸² Ta	1221	115,0 d	L

min = minutos; h = horas; d = dias; a = anos; C = curta; I = intermediária; L = longa (GILMORE, 1983).

3.3.4.1.2 *Características da irradiação e da contagem*

Para a irradiação, as amostras e os padrões foram arrumados em suportes denominados “coelhos” de forma a colocar, quando possível, um padrão para cada três amostras, buscando garantir assim uma proximidade das mesmas quanto à posição do reator, geometria e fluxo de nêutrons recebidos. Os coelhos foram levados até o reator nuclear através de um sistema pneumáticos, onde foram submetidos a um fluxo de nêutrons de cerca de 10^{13} nêutrons $\text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ no Reator de Pesquisas IEA-R1 do Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN/ CNEN – USP).

Nas irradiações curtas e intermediárias, as cápsulas de polietileno foram envoltas em papel e irradiados em coelhos também de polietileno. A seguir são apresentadas as características para a análise dos radioisótopos de meia vida curta e intermediária.

Irradiações curtas

Tempo de irradiação: 5 segundos;

Tempo de decaimento: 10 a 20 minutos;

Tempo de contagem: 240 segundos (detector de (HPGe) no departamento de Radioquímica do IPEN/ CNEN – USP).

Irradiações intermediárias

A seguir são apresentadas as características para a análise dos radioisótopos de meia vida intermediária:

Tempo de irradiação: 90 segundos;

Tempo de decaimento: 3 a 21 horas;

Tempo de contagem: 300 segundos (detector de (HPGe) do departamento de Radioquímica do IPEN/ CNEN – USP).

Irradiações longas

Nas irradiações longas, as cápsulas de polietileno foram envoltas em papel alumínio e irradiados em coelhos também de alumínio. A seguir são apresentadas as características para a análise dos radioisótopos de meia vida longa:

Tempo de irradiação: 2 horas;

Tempo de decaimento: 29 a 44 dias;

Tempo de contagem: 2 horas (detector de (HPGe) do laboratório de Radioquímica da UFF-RJ).

A contagem foi feita utilizando um detector de germânio hiperpuro (HPGe) da ORTEC, refrigerado à temperatura de nitrogênio líquido. E na acumulação dos espectros foi empregado o software MAESTRO.

Já na análise espectral utilizou-se o programa GRGAN (GILMORE, 1983; BELLIDO, 1988). A escolha dos melhores raios gama e largura dos picos para a análise foi feita de modo a evitar interferências relevantes e a aumentar a área integrada com o menor erro associado, respectivamente. O cálculo da concentração de cada um dos elementos, realizado pelo programa, foi baseado na comparação da área do pico analisado na amostra e do mesmo pico no padrão, levando-se em conta os erros associados, bem como a sua propagação.

Durante o processo as cápsulas que continham a amostra CR4G-2 e a duplicata da amostra CR4E-2 foram danificadas, sendo então eliminadas.

3.3.4.2 Fluorescência de Raio – X por Dispersão (FRXED)

A técnica analítica de fluorescência de raios-X é uma técnica instrumental não destrutiva, pois não requer pré-tratamento químico das amostras ou separações químicas dos

elementos a serem analisados, possibilitando a realização de ensaios repetitivos. Além disto, permite análise de vários elementos simultaneamente ou sequencialmente (ZUCCHI, 1994).

Trata-se de um método semi-quantitativo baseado na medida da intensidade dos raios-X emitidos pelos elementos químicos que constituem a amostra quando devidamente excitados, através de espectrômetros de raios-X dispersão de comprimento de onda ou por dispersão de energia (BOUMANS, 1991).

Ao excitar-se, o átomo do elemento tende a ejetar os elétrons dos níveis mais interiores, e como consequência, os elétrons dos níveis mais afastados realizam um salto quântico para preencher a vacância. Cada transição eletrônica constitui uma perda de energia que é emitida na forma de um fóton de raios-X, de energia característica e bem definida para cada elemento. Dessa forma, de modo resumido, a análise por fluorescência de raios-X consiste de três fases: excitação dos elementos que constituem a amostra, dispersão dos raios-X característicos emitidos pela amostra e detecção desses raios-X.

A maioria dos espectrômetros de raios-X por dispersão de comprimento de onda (XRF-WD) é do tipo monocanal, empregando cristais difratores que detectam um único comprimento de onda de cada vez, possibilitando, assim, uma análise multielementar sequencial (figura 11a). Já os sistemas de fluorescência de raios-X por dispersão de energia (FRX-ED) empregam detectores capazes de produzir pulsos elétricos de amplitudes proporcionais às energias características dos raios-X emitidos pelos elementos que constituem as amostras (figuras 11b). Como os detectores são acoplados a um analisador de pulsos multicanal, este sistema de fluorescência permite realizar uma análise multielementar simultânea (NASCIMENTO FILHO, 1999).

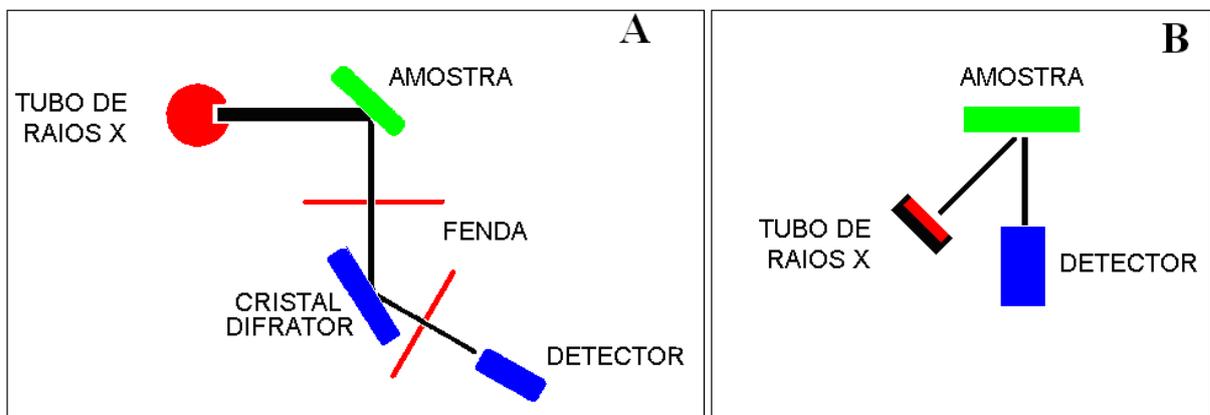


Figura 11– Representação esquemática da fluorescência de raios- X por dispersão de comprimento de onda (A) e de energia (B).

FONTE: NASCIMENTO FILHO, 1999 - modificado.

A figura 12 apresenta um esquema de um espectrômetro de raios-X por dispersão de energia, empregando-se uma fonte radioativa excitadora para produção de raios-X na amostra.

Entre as vantagens da técnica de fluorescência de raios-X para a análise química de elementos pode-se citar: adaptabilidade para automação, análise rápida multielementar e preparação simplificada da amostra.

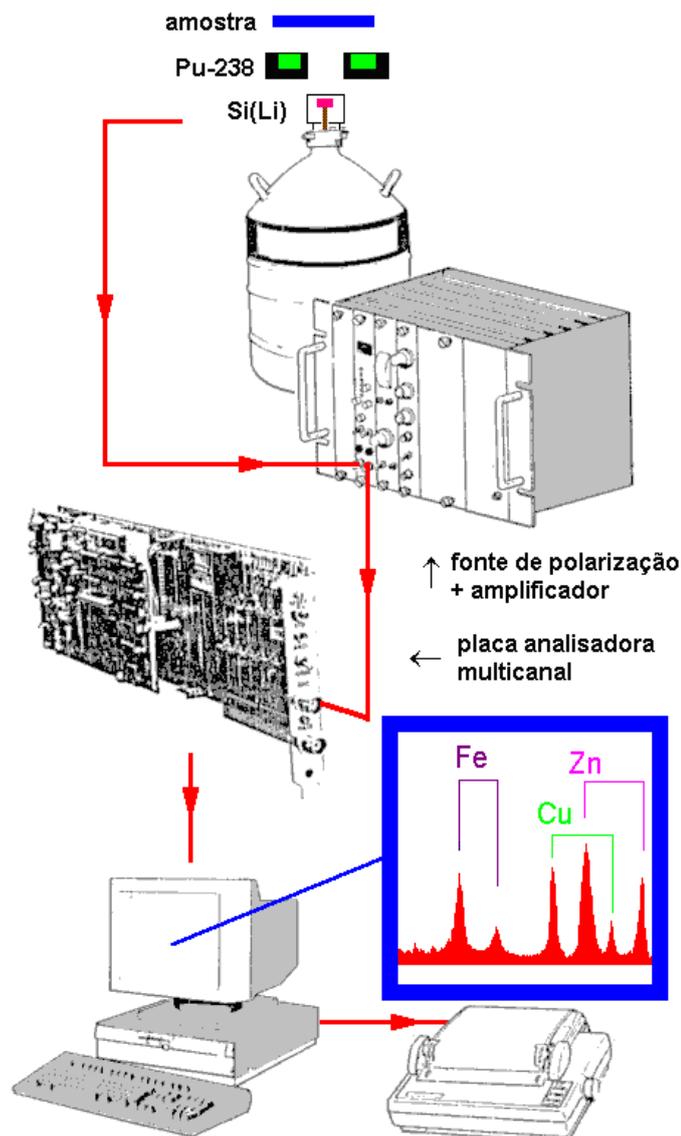


Figura 12 – Esquema simplificado de um espectrômetro de raios- X por dispersão de energia e excitação por fonte radioativa.

FONTE: NASCIMENTO FILHO, 1999.

Nesse trabalho, as amostras pulverizadas foram encaminhadas ao Laboratório de Raios – X do Instituto de Engenharia Nuclear – IEN, onde foram confeccionadas pastilhas compactas e homogêneas, e em seguida analisadas pela técnica de espectrometria de

fluorescência de raios-X com energia dispersiva (FRX-ED). A tabela 04 apresenta as condições das análises.

Com essa técnica analítica foram obtidos os valores das concentrações de cerca de 22 elementos químicos, todos dados na forma de óxidos.

Tabela 04 - Condições das análises de EDXRF.

Espectrômetro de Fluorescência de Raios-X com Energia Dispersiva (FRX-ED)	
Modelo:	EDX série 800HS
Marca:	Shimadzu
Detector:	Si(Li)
Tubo de Raio X:	Rh com 50KV e 1000 μ A, colimador utilizado 10mm
Condições:	Automática para análise semi-quantitativa do Ti ao U e Na ao Sc
Atmosfera:	Vácuo

3.4 TRATAMENTO DOS DADOS

3.4.1 Escolha dos dados químicos

Por se tratar de uma técnica com precisão inferior a 10% e exatidão em torno de 5% (FORMOSO et al., 1989), e por ter apresentado pouca variação entre os erros associados para cada elemento, optou-se por trabalhar com os dados obtidos pela técnica de ativação neutrônica. Entretanto, como não foi possível obter resultados para SiO₂ e CaO por essa técnica, utilizou-se os resultados para esses dois componentes maiores obtidos pela fluorescência de raios-X.

3.4.2 Análises estatísticas

Em função da grande quantidade de dados numéricos obtidos com todas as análises optou-se por utilizar a estatística multivariada para o tratamento dos dados. De acordo com Bakke et al. (2008), os métodos de análise de dados multivariados têm comprovado amplamente sua eficácia no estudo de grandes massas de informação complexas. Trata-se de métodos que permitem a confrontação entre duas ou mais variáveis. Para se extrair as tendências mais evidentes e hierarquizá-las, eliminando os efeitos que perturbam a percepção global.

A estatística multivariada pode ser aplicada com diversas finalidades: redução de dados, classificação e agrupamento, investigação da dependência entre variáveis, predição, elaboração e teste de hipóteses (JOHNSON; WICHERN, 1992).

A análise de dados multivariados conta com diversas técnicas. Nesse trabalho para o tratamento estatístico dos dados utilizou-se as análises fatoriais, de agrupamentos, de componentes principais (PCA) e de correlações, utilizando o software STATISTICA 7.

A análise fatorial tem como objetivo principal descrever as relações de covariância entre as variáveis em alguns fatores ocultos e inobserváveis. Parte-se do pressuposto que as variáveis podem ser agrupadas de acordo com suas correlações. Assim, obtém-se como resultado grupos com todas as variáveis que estão altamente correlacionadas entre si, e por consequência com baixas correlações com variáveis de um grupo distinto. Johnson e Wichern (1992) afirmam que cada grupo de variáveis representa um único fator, que é responsável pelas correlações observadas.

A análise de agrupamento é utilizada quando se deseja explorar as similaridades entre os indivíduos, ou entre as variáveis, definindo-se grupos (CHRISTOFOLETTI et al., 2005). Os indivíduos ou as variáveis similares são classificados no mesmo grupo ou em grupos próximos formando uma hierarquia semelhante à de uma árvore (BORGES, 2011).

A análise dos componentes principais (PCA) é o cálculo dos autovalores e correspondentes autovetores de uma matriz de variância-covariância, ou de uma matriz de coeficientes de correlação entre variáveis. Em síntese, a análise dos componentes principais tem por objetivo obter um pequeno número de combinações lineares (componentes principais) de um conjunto de variáveis, que retenham o máximo possível da informação nelas contida.

Já a análise de correlações é utilizada para avaliar a linearidade entre duas variáveis. A intensidade da associação linear existente entre as variáveis pode ser quantificada através do chamado coeficiente de correlação linear de Pearson, cujos valores podem variar entre -1 e 1, significando uma perfeita correlação inversa e diretamente, respectivamente. Quando o coeficiente se iguala a 0, significa que não há correlação (variáveis são independentes).

3.4.3 Índice de alteração (CIA)

Índices de alteração são amplamente utilizados para avaliar o grau de intemperismo de uma rocha. Prince e Velbel (2003) discutiram alguns dos índices mais usados para estimar

a extensão do intemperismo químico: Índice Químico de Alteração (CIA) (NESBITT; YOUNG, 1982), Índice químico de Parker (1970) e Índice de Alteração dos Plagioclásios (FEDO et al., 1995).

Como a rocha são do presente estudo tem composição granítica, com predomínio principalmente de quartzo e feldspato, o CIA foi considerado o índice mais indicado, uma vez que esse trata da conversão dos feldspatos em argilominerais (PRINCE; VERBEL, 2003).

Nesbitt e Young (1982), partindo do princípio de que a degradação dos feldspatos e concomitante formação dos argilominerais é o processo dominante durante o intemperismo químico da crosta superior e que o cálcio, sódio e potássio são geralmente, removidos dos feldspatos, aumentando a proporção de alumínio no material residual, sugeriram uma medição do grau de alteração obtida pelo cálculo do CIA, baseado na proporção molecular:

$$\text{CIA} = (\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})) \times 100 \quad \text{Eq. 01}$$

onde o valor de CIA é diretamente proporcional ao grau de intemperismo.

Os valores de CIA do plagioclásio e da biotita são 50 e da caulinita é 100. Valores de CIA entre 45-55 indica que não houve alteração significativa enquanto que valores próximos a 100 indicam intensa alteração com completa remoção dos elementos alcalinos e alcalinos terrosos (MC LENNAN, 1993).

Ainda de acordo com Nesbitt e Young (1982), o sistema ternário $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) - \text{K}_2\text{O}$ pode ser utilizado para avaliar o “trend” de alteração de rochas compostas por K-feldspatos e plagioclásios. Os valores de CIA podem ser representados diretamente no diagrama A-CN-K.

3.4.4 Mobilidade dos elementos durante o intemperismo

A escolha do elemento imóvel para referência em um perfil de intemperismo deve incluir os seguintes aspectos: (1) muito baixa solubilidade em solução aquosa; (2) fazer parte da composição de minerais resistentes e (3) ter uma distribuição homogênea na rocha são (BRAUN et al., 1993). Ti e Zr são usados comumente para quantificar a perda de massa para elementos maiores e traços em solos e outros produtos de intemperismo (NESBITT, 1979). Segundo Nesbitt (1979); Nesbitt e Markovics (1997), o Ti é melhor normalizador do que o Zr, isso porque, o primeiro é mais abundante e o segundo não é encontrado uniformemente

distribuído nas rochas. Porém, alguns trabalhos têm questionado o uso do Ti baseado em evidências de que esse elemento tem comportamento móvel em alguns perfis, sendo transportado da forma de colóides (CORNU et al., 1999). Esse também é o caso do Al, muitos trabalhos tem utilizado esse elemento com a mesma finalidade do Ti e Zr, porém esse também apresenta caráter móvel em alguns perfis (NEUMANN et al., 2012).

Outro elemento com comportamento muito imóvel que tem sido utilizado para avaliar o caráter enriquecido/ lixiviado de alguns elementos em ambientes tropicais é o Th. A escolha do Th foi baseada no fato de esse ser um dos últimos a ser mobilizado durante o processo de alteração uma vez que possui solubilidade em solução aquosa bem baixa ([Th] água do mar $\sim 7 \times 10^{-5} \mu\text{g.l}^{-1}$: KAUFMANN, 1969), a qual pode, pode ser elevada somente pela complexação com ligantes orgânicos e porque esse elemento pode ser encontrado em minerais acessórios comumente e homoganeamente encontrado em rochas plutônicas (BRAUN et al., 1993).

O comportamento do Th ao longo da evolução dos processos intempéricos depende de alguns fatores, como: estabilidade dos minerais primários que contém esse elemento e da intensidade do intemperismo. Nos produtos de alteração esse elemento tende a ser retido ainda nos minerais primários resistentes, incorporação na fase neoformada (podendo ser cristalina ou amorfa), e também ser adsorvido nas argilas.

Nesse trabalho, para o cálculo da variação da concentração dos elementos em cada amostra com relação à rocha sã, empregou-se esse elemento na equação proposta por Nesbitt, (1979) (Eq. 2).

$$\text{Mobilidade Relativa (MR\%)} = [((\text{Elem}/\text{Elem}_i)_{\text{amostra}} / (\text{Elem}/\text{Elem}_i)_{\text{rocha sã}}) - 1] \times 100 \quad \text{Eq.02}$$

Onde:

Elem_i é o tório (Th);

Rocha sã é a amostra CR4H-2.

Para se avaliar a mobilidade com base na variação da concentração de cada elemento, o intervalo de referência é variável: Horbe e Costa (1997) utilizaram o intervalo de 0,9 a 1,1 como limite entre lixiviação e enriquecimento, já Neumann et al. (2012) utilizam “<1” e “>1”. Nesse trabalho, nós empregamos o intervalo <0 e >0, respectivamente (SHARMA; RAJAMANI, 2000; DEEPHY, 2008; BABECHUK et al., 2014).

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 ASPECTOS DE CAMPO

Os dois perfis analisados foram expostos na ocasião do Megadesastre, na forma de cicatrizes de escorregamento planar (translacional) (figuras 13 e 14).

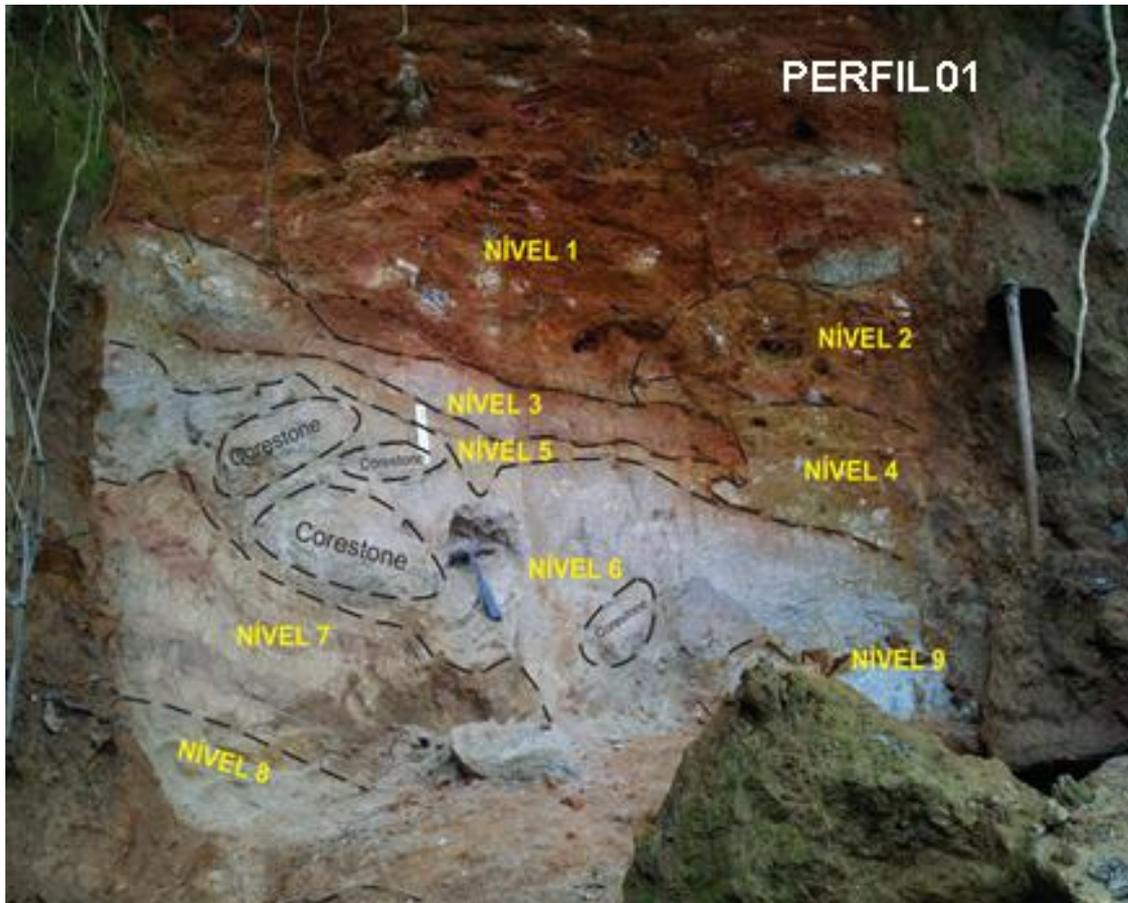


Figura 13 – Foto da cicatriz de escorregamento planar: perfil 01.



Figura 14 – Foto da cicatriz de escorregamento planar: perfil 02. O retângulo indica a parte da cicatriz que foi estudada.

Em campo, dividiu-se o perfil em níveis, segundo as suas características visuais, seguindo o Manual de descrição e coleta de solo no campo (LEMOS; SANTOS, 1996). Foram diferenciados também os materiais inconsolidado (IN) (SOUZA; ZUQUETTE, 1991) dos núcleos rochosos residuais (*corestones* - CR) (figura 15 e 16).



Figuras 15 – Divisão dos níveis do perfil 01.

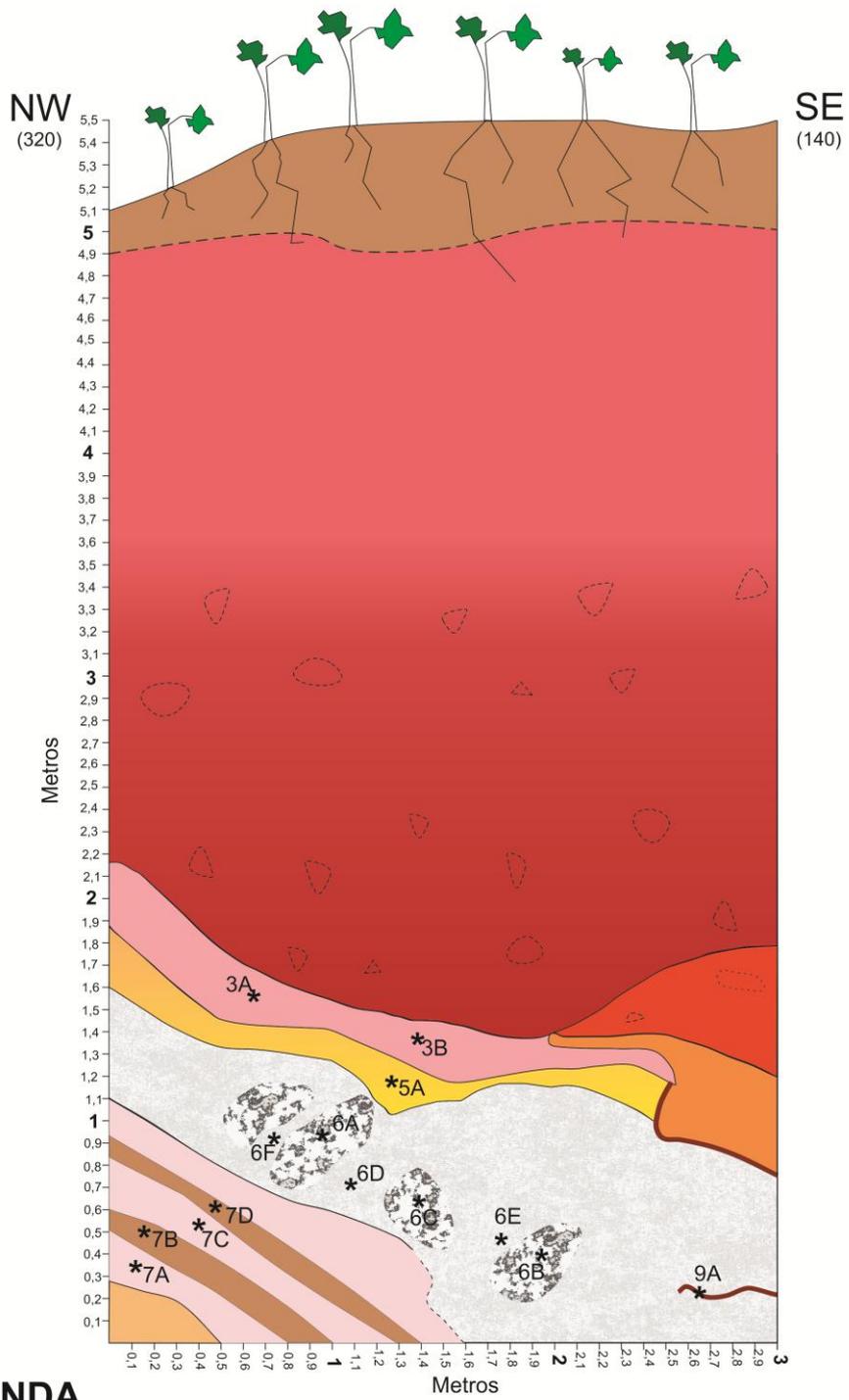


Figuras 16 – Divisão dos níveis do perfil 02.

As figuras 17 e 18 correspondem aos croquis esquemáticos dos perfis 01 e 02, respectivamente. Neles são apontadas as posições em que foram coletadas cada amostra.

As amostras foram identificadas seguindo a seguinte codificação: “IN” para amostras de material inconsolidado ou “CR” para amostras de Corestone, acompanhado do nível de onde foi coletado e da ordem da amostragem (representada por uma letra seguindo ordem alfabética), seguido de “1” para amostras do perfil 01 ou “2” para amostras do perfil 02. Por exemplo: IN3A-1: se trata de uma das amostras de material inconsolidado coletada no nível 3 do perfil 01.

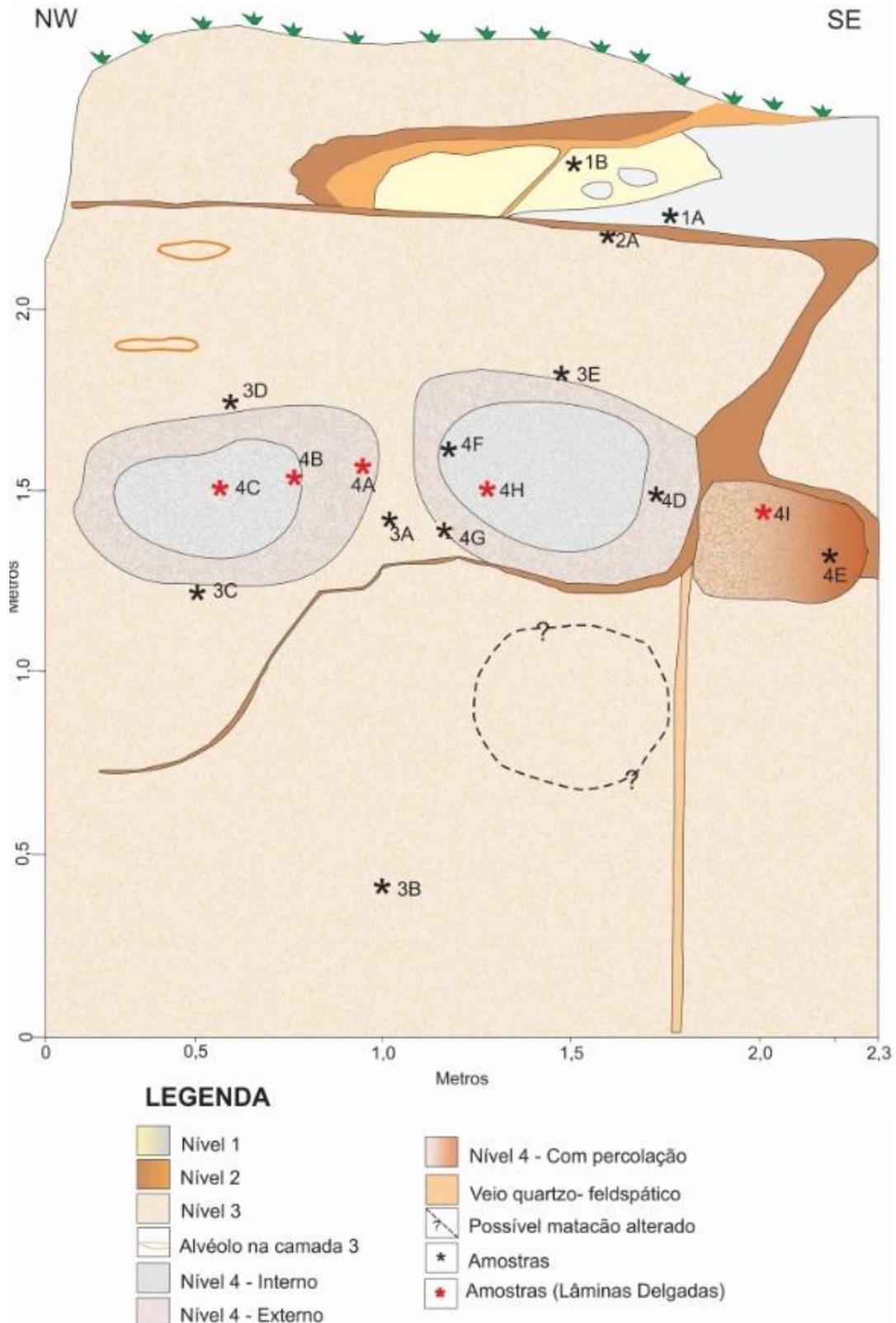
Nos croquis esquemáticos foram apresentados os nomes das amostras apenas identificados pelo nível e a ordem da amostragem (exemplo: amostra IN3A-1, no croqui do perfil 01, lê-se: 3A).



LEGENDA

- | | | |
|---|---|--|
|  Nível 0 |  Nível 5 |  Corestone |
|  Nível 1 |  Nível 6 |  Amostras |
|  Nível 2 |  Nível 7 |  Amostras (Lâminas Delgadas) |
|  Nível 3 |  Nível 8 |  Seixos alterados |
|  Nível 4 |  Nível 9 | |

Figuras 17 – Croqui esquemático do perfil 01.



Figuras 18 – Croqui esquemático do perfil 02.

A tabela 05 contém a descrição de cada nível, a identificação das amostras coletadas e a descrição feita em campo das mesmas.

Tabela 05 – Descrições de campo dos níveis dos dois perfis.

(continua)

PERFIL 01					
Nível	Característica do nível	Amostra	Tipo da amostra	Característica da amostra	Análises realizadas em laboratório
0	Solo de cor marrom, com espessura variando entre 20 cm e 1 m, rico em matéria orgânica, desenvolvido sobre material transportado, não correspondendo à evolução de um solo residual da rocha encontrada na base do perfil por isso não fora amostrado.				Nível desenvolvido sobre material transportado e por isso não foi amostrado.
1	Solo de coloração avermelhada e bastante argiloso, com aproximadamente 3,0 m de espessura. Sua transição com os níveis 0 e 2 é gradual e com o nível 3 é mais abrupto. Inserido nessa matriz observou-se blocos angulosos a subarredondados, de tamanho e composição variada (granito grosseiro, granito fino e gnaisses fortemente foliados), e aspecto muito alterado (na maioria deles, o feldspato encontra-se completamente caulinitizado). Devido à ampla variação observada nos blocos infere-se que se trata de material coluvionar, sendo essa a razão pela qual esse nível não ter sido amostrado.				Nível desenvolvido sobre material transportado e por isso não foi amostrado.
2	Solo de coloração caramelo escuro, com cerca de 60 cm, areno-argiloso e com blocos centimétricos, angulosos a subarredondados, de tamanho e composição variada e aspecto bastante alterado, muito parecido com nível 1, sendo classificado como material coluvionar e por isso não fora amostrado. A sua transição para o nível 4 é bastante gradual, já lateralmente, o seu contato com o nível 3 é abrupto.				Nível desenvolvido sobre material transportado e por isso não foi amostrado.

Tabela 05 – Descrições de campo dos níveis dos dois perfis.

(continuação)

PERFIL 01					
Nível	Característica do nível	Amostra	Tipo da amostra	Característica da amostra	Análises realizadas em laboratório
3	Material de coloração rosada, com no máximo 30 cm de espessura, areno-siltoso, relativamente homogêneo, com fragmentos de rocha em adiantado estágio de alteração – bastante friáveis. Tais aspectos sugerem processo de translocação (transporte interno de matéria) do nível 1 para o 3. A transição para o nível 5 é gradual.	IN3A-1	Material Inconsolidado	Material desagregado com textura arenosa (classificação textural siliciclástica), disposto na parte mais superficial do perfil, coloração (segundo Carta de Munsell) é 5YR (7/6) – amarelo avermelhado.	Granulometria DRX (amostra total e fração fina) Lupa AAN (com duplicata) FRX
		IN3B-1	Material Inconsolidado	Material desagregado com textura arenosa, disposto na parte mais superficial do perfil. Coloração (segundo Carta de Munsell) é 5YR (5/6) – vermelho amarelado.	Granulometria DRX (amostra total e fração fina) Lupa AAN FRX
4	Solo de coloração caramelo claro, areno-agiloso, com aproximadamente 50 cm, cujo limite inferior é marcado por um nível milimétrico de coloração amarronzada correspondendo a um enriquecimento de material oxidado, com presença de grumos de material amorfo. É muito parecido com nível 2, sendo classificado como material coluvionar e por isso não fora amostrado. Seu contato com o nível 5 e com o nível 6 é bastante abrupto.	Nível desenvolvido sobre material transportado e por isso não foi amostrado.			
5	Material de coloração amarelada, com cerca de 25 cm de espessura, areno-siltoso, homogêneo. Composição é predominantemente dada por quartzo e feldspato. Os minerais máficos são pequenos e escassos.	IN5A-1	Material Inconsolidado	Material desagregado arenoso, apresenta feições residuais incipientes do nível 6. Coloração (segundo Carta de Munsell) é 10YR (7/6) – amarelo.	Granulometria DRX (amostra total e fração fina) Lupa AAN (em duplicata) FRX.

Tabela 05 – Descrições de campo dos níveis dos dois perfis.

(continuação)

PERFIL 01					
Nível	Característica do nível	Amostra	Tipo da amostra	Característica da amostra	Análises realizadas em laboratório
6	Material de coloração acinzentada, com cerca de 1,20 m, formado por granito fino bastante alterado. O material está facilmente desagregável, mas apresentando núcleos de rocha menos alterada (corestones). Esses núcleos às vezes mostram uma foliação incipiente. O contato com os níveis 7 e 9 são bastante abruptos.	CR6A-1	Corestone	Rocha alterada (Descrição no anexo 01).	Petrografia DRX (amostra total) ANN FRX
		CR6B-1	Corestone	Rocha alterada (Descrição no anexo 01).	Petrografia DRX (amostra total) ANN FRX
		CR6C-1	Corestone	Rocha alterada (Descrição no anexo 01).	Petrografia DRX (amostra total) ANN FRX
		IN6D-1	Material Inconsolidado	Material desagregado arenoso, amostrado entre os corestones com textura similar a rocha alterada, granulometria grossa. Coloração (segundo Carta de Munsell) é 10YR (6/4) – marrom claro amarelado.	Granulometria DRX (amostra total e fração fina) Lupa AAN FRX
		IN6E-1	Material Inconsolidado	Material desagregado arenoso, amostrado entre os corestones com textura similar a rocha alterada, granulométrica grossa. Coloração (segundo Carta de Munsell) é 10YR (6/4) – marrom claro amarelado.	Granulometria DRX (amostra total e fração fina) Lupa AAN FRX

Tabela 05 – Descrições de campo dos níveis dos dois perfis.

(continuação)

PERFIL 01					
Nível	Característica do nível	Amostra	Tipo da amostra	Característica da amostra	Análises realizadas em laboratório
		IN6F-1	Material Inconsolidado	Material desagregado arenoso, amostrado entre os corestones com textura similar a rocha alterada, granulométrica grossa. Coloração (segundo Carta de Munsell) é 10YR (6/6) – amarelo amarronzado.	Granulometria DRX (amostra total e fração fina) Lupa AAN FRX
7	Material desagregado, com bandas róseas e amarronzadas (bandas félsicas e máficas intercaladas), com cerca de 80 cm de espessura. As bandas máficas apresentam aspecto mosqueado, puxando para a cor marrom escuro a preto, formando grumos. Esses grumos não são de biotita, mas sim de material oxidado.	IN7A-1	Material Inconsolidado	Nível bandado: banda félsica. Coloração (segundo Carta de Munsell) é 7.5YR (6/6) – amarelo avermelhado; textura areno-siltosa.	Granulometria DRX (amostra total e fração fina) Lupa AAN FRX
		IN7B-1	Material Inconsolidado	Nível bandado: banda máfica. Coloração (segundo Carta de Munsell) é 5YR (5/6) – vermelho amarelado; textura areno-siltosa.	Granulometria DRX (amostra total e fração fina) Lupa AAN FRX
		IN7C-1	Material Inconsolidado	Nível bandado: banda félsica. Coloração (segundo Carta de Munsell) é 7.5YR (6/6) – amarelo avermelhado; textura areno-siltosa.	Granulometria DRX (amostra total e fração fina) Lupa AAN FRX
		IN7D-1	Material Inconsolidado	Nível bandado: banda máfica. Coloração (segundo Carta de Munsell) é 5YR (5/6) – vermelho amarelado; textura areno-siltosa.	Granulometria DRX (amostra total e fração fina) Lupa AAN (em duplicata) FRX

Tabela 05 – Descrições de campo dos níveis dos dois perfis.

(continuação)

PERFIL 01					
Nível	Característica do nível	Amostra	Tipo da amostra	Característica da amostra	Análises realizadas em laboratório
8	Material desagregado de coloração mostrada, com pelo menos de 25 cm, arenoso. Seu contato é abrupto com a parte fêlsica do nível 7.	Nível não amostrado.			
9	Nível milimétrico de coloração amarronzada correspondendo a um enriquecimento de material oxidado. A textura é arenosa e com presença de grumos amorfos. Seu limite é abrupto com o nível 6.	IN9A-1	Material Inconsolidado	Nível constituído por grumos de material amorfo com aspecto oxidado. Coloração (segundo Carta de Munsell) é 7.5YR (5/6) – marrom escuro.	DRX (amostra total) AAN FRX
PERFIL 02					
Nível	Característica do nível	Amostra	Tipo da amostra	Característica da amostra	Análises realizadas em laboratório
1	Material de coloração cinza-esbranquiçado, com cerca de 40 cm de espessura, areno-siltoso, heterogêneo. Seu contato com as camadas adjacentes é bastante brusco, marcado pela percolação de material com aspecto oxidado (cor de ferrugem) proveniente da camada adjacente (nível 2).	IN1A-2	Material Inconsolidado	Material desagregado com textura arenosa, disposto na parte mais superficial do perfil.	Granulometria DRX (amostra total e fração fina) Lupa AAN FRX
		IN1B-2	Material Inconsolidado	Material desagregado com textura areno-siltosa, disposto na parte mais superficial do perfil.	Granulometria DRX (amostra total e fração fina) Lupa AAN FRX

Tabela 05 – Descrições de campo dos níveis dos dois perfis.

(continuação)

PERFIL 02					
Nível	Característica do nível	Amostra	Tipo da amostra	Característica da amostra	Análises realizadas em laboratório
2	Nível com tamanho variável: de milimétrico a centimétrico de coloração amarronzada correspondendo a um enriquecimento de material oxidado. Trata-se de uma camada endurecida, compactada e com aspecto impermeável. O contato com as camadas adjacentes é brusco, apesar de apresentar claros indícios dessa camada percolar pelas demais.	IN2A-2	Material Inconsolidado	Nível com estrutura compacta e maciça, com aspecto oxidado, constituída por grumos de material amorfo.	DRX (amostra total) AAN (em duplicata) FRX
3	Material de coloração rosa acinzentado, bastante friável, com pelo menos 2,0 m, proveniente da alteração de rocha de granulação fina e composição granítica. O contato abrupto com o nível 4 é devido à diferença de dureza do material e não à sua textura ou estrutura.	IN3A-2	Material Inconsolidado	Material desagregado, arenoso, amostrado entre os corestones com estrutura similar a rocha adjacente.	Granulometria DRX (amostra total e fração fina) Lupa AAN FRX
		IN3B-2	Material Inconsolidado	Material desagregado, arenoso, amostrado na parte mais inferior do perfil, com estrutura similar a rocha adjacente.	Granulometria DRX (amostra total e fração fina) Lupa AAN (em duplicata) FRX
		IN3C-2	Material Inconsolidado	Material desagregado, arenoso, amostrado na borda inferior do corestone.	Granulometria DRX (amostra total e fração fina) Lupa AAN FRX

Tabela 05 – Descrições de campo dos níveis dos dois perfis.

(continuação)

PERFIL 02					
Nível	Característica do nível	Amostra	Tipo da amostra	Característica da amostra	Análises realizadas em laboratório
		IN3D-2	Material Inconsolidado	Material desagregado, arenoso, amostrado na borda superior do corestone.	Granulometria DRX (amostra total e fração fina) Lupa AAN (em duplicata) FRX
		IN3E-2	Material Inconsolidado	Material desagregado, arenoso, amostrado na borda superior do Corestone.	Granulometria DRX (amostra total e fração fina) Lupa AAN (em duplicata) FRX
4	Material de coloração acinzentada, com cerca de 50 cm, formado por núcleos rochosos de textura granítica e granulação fina. As amostras desse nível são divididas em dois tipos: amostras da borda e do centro do núcleo rochoso (corestone). Esses núcleos apresentam fraturas de alivio de aspecto abaulado, caracterizando a formação de exfoliação esferoidal.	CR4A-2	Borda de corestone	Rocha pouco alterada, com coloração esbranquiçada, conferida pela alteração dos feldspatos para argilominerais (Descrição anexo 01).	Petrografia DRX (amostra total) AAN FRX
		CR4B-2	Centro de corestone	Rocha de coloração cinza e com aspecto de muito pouco alterada (Descrição anexo 01).	Petrografia DRX (amostra total) AAN FRX

Tabela 05 – Descrições de campo dos níveis dos dois perfis.

(continuação)

PERFIL 02					
Nível	Característica do nível	Amostra	Tipo da amostra	Característica da amostra	Análises realizadas em laboratório
		CR4C-2	Centro de corestone	Rocha de coloração cinza e com aspecto de muito pouco alterada (Descrição anexo 01).	Petrografia DRX (amostra total) AAN FRX
		CR4D-2	Borda de corestone	Rocha pouco alterada, com coloração levemente esbranquiçada, conferida pela alteração dos feldspatos (Descrição anexo 01).	Petrografia DRX (amostra total) AAN FRX
		CR4E-2	Borda de corestone	Rocha pouco alterada, com cor de ferrugem, conferida pela percolação de material oxidado proveniente do nível 2 (Descrição anexo 01).	Petrografia DRX (amostra total) AAN FRX
		CR4F-2	Centro de corestone	Rocha de coloração cinza e com aspecto de muito pouco alterada, semelhante à amostra CR4B-2 (Descrição anexo 01).	Petrografia DRX (amostra total) AAN FRX
		CR4G-2	Borda de corestone	Rocha pouco alterada, com coloração esbranquiçada, conferida pela alteração dos feldspatos para argilominerais, semelhante à amostra CR4A-2 (Descrição anexo 01).	Petrografia DRX (amostra total) AAN FRX

Tabela 05 – Descrições de campo dos níveis dos dois perfis.

(conclusão)

PERFIL 02					
Nível	Característica do nível	Amostra	Tipo da amostra	Característica da amostra	Análises realizadas em laboratório
		CR4H-2	Centro de corestone	Rocha de coloração cinza, parece ser a amostra mais sã coletada (Descrição anexo 01).	Petrografia DRX (amostra total) AAN FRX
		CR4I-2	Centro de corestone	Rocha pouco alterada, com cor de ferrugem, conferida pela percolação de material oxidado proveniente do nível 2. Assemelha-se à amostra CR4E-2, sendo porém, mais clara (Descrição anexo 01).	Petrografia DRX (amostra total) AAN FRX
		CR4J	Amostra de fora do perfil	Amostra sã coletada fora do perfil (Descrição anexo 01).	Petrografia DRX (amostra total) AAN FRX

DRX – Difração de raio-X; FRX – Fluorescência de raios-X; AAN – Análise por ativação neutrônica.

4.2 RESULTADOS MINERALÓGICOS

As amostras CR4H-2 e CR4J foram as mais sãs dentre as coletadas. Porém como a última foi coletada fora do perfil, optou-se por utilizar como parâmetro a amostra CR4H-2, cuja análise petrográfica indicou se tratar de um álcali granito.

As amostras de rocha coletadas têm trama granular, granulação fina e textura xenomórfica. As diferenças de coloração observadas estão relacionadas aos diferentes estágios de alteração e à proximidade com o nível mais enriquecido em material oxidado. A porosidade secundária mostrou-se associada ao grau de faturamento dos minerais e, principalmente à alteração dos plagioclásios. Nas amostras do perfil 02 foi mais fácil avaliar esse aspecto, pois na confecção da lâmina empregou-se impregnação por “azul de ceres”, colorindo de azul os poros da rocha.

A partir das análises de petrografia (anexo 01), observação em lupa e difração de raios-X pode-se identificar a composição mineralógica do material coletado. A tabela 06 apresenta a mineralogia presente em cada amostra.

É importante observar que dentre os minerais neoformados está o grupo dos argilominerais 2:1, podendo se tratar dos minerais clorita e vermiculita, os quais foram identificadas em lupa e em lâmina delgada.

Tabela 06 – Composição mineralógica do material coletado.

(continua)

Amostra	Primários					Secundários		
	Quartzo	K-feldspato (Microclina)	Plagioclásio	Mica (Biotita)	Zircão/Mineral Opaco	Caulinita	Argilomineral 2:1 (Vermiculita/clorita)	Gibbsita
IN3A-1	X	X	(X)	X		(X)	X	X
IN3B-1	X	X	(X)	X		X	(X)	X
IN5A-1	X	X		X			X	X
CR6A-1	X	X	X	X	X	X	(X)	X
CR6B-1	X	X	X	X	X	(X)	(X)	X
CR6C-1	X	X		X	X	X	X	X
IN6D-1	X	X		X		(X)	X	X
IN6E-1	X	X		X		(X)	X	X
IN6F-1	X	X		X		(X)	X	X
IN7A-1	X	X		X		X		
IN7B-1	X	X		X		X		
IN7C-1	X	X		X		X		
IN7D-1	X	X		X		X		
IN9A-1	X	X	(X)	X		X	(X)	X
IN1A-2	X	X		X		X		
IN1B-2	X	X	X	X		X		
IN2A-2	X	X	X	X				
IN3A-2	X	X	(X)	X		X	(X)	
IN3B-2	X	X		X		(X)		
IN3C-2	X	X		X		X		
IN3D-2	X	X	(X)	X		(X)		
IN3E-2	X	X		X		(X)		

Tabela 06 – Composição mineralógica do material coletado.

(conclusão)

Amostra	Primários					Secundários		
	Quartzo	K-feldspato (Microclina)	Plagioclásio	Mica (Biotita)	Zircão/Mineral Opaco	Caulinita	Argilomineral 2:1 (Vermiculita/clorita)	Gibbsita
CR4A-2	X	X	X	X	X			
CR4B-2	X	X	X	X	X			
CR4C-2	X	X	X	X	X			
CR4D-2	X	X		X				
CR4E-2	X	X	X	X				
CR4F-2	X	X	X	X				
CR4H-2	X	X	X	X	X			
CR4I-2	X	X	X	X	X			
CR4J	X	X	X	X	X			

(X) Traços do mineral

4.3 RESULTADOS GRANULOMÉTRICOS

A partir das análises de granulometria: peneiramento e difratometria a laser obteve-se o percentual de cada fração granulométrica nas amostras inconsolidadas. A tabela 07 apresenta esses valores.

Devido ao fato de serem tratadas amostras com estrutura maciça, não foi feita análise granulométrica para as amostras dos níveis com aspecto oxidado: IN9A-1 e IN2A-2.

Tabela 07 – Composição granulométrica do material coletado (%).

Amostra	Material Grosso							Material Fino						
	Grânulo (Gr)	Areia Muito Grossa (AMG)	Areia Grossa (AG)	Areia Média (AM)	Areia Fina (AF)	Areia Muito Fina (AMF)	∑ Areia	Silte Muito Grosso (SMG)	Silte Grosso (SG)	Silte Médio (SM)	Silte Fino (SF)	Silte muito fino (SMF)	∑ Silte	Argila (Arg)
IN3A-1	0,7	3,9	21,7	22,4	21,9	14,1	84,0	5,8	3,9	2,0	1,3	1,0	13,9	1,4
IN3B-1	0,5	4,1	20,7	22,2	18,5	10,8	76,3	11,7	5,9	2,9	1,5	0,7	22,6	0,7
IN5A-1	0,2	5,9	23,3	18,0	14,6	12,4	74,2	9,7	6,1	3,6	2,5	1,7	23,5	1,9
IN6D-1	0,0	4,5	27,4	23,3	20,5	8,7	84,4	5,7	4,1	2,4	1,5	0,9	14,6	1,1
IN6E-1	1,4	6,5	23,9	22,6	17,4	8,6	79,0	7,1	4,9	3,0	2,0	1,3	18,2	1,5
IN6F-1	0,4	3,8	21,2	23,3	17,4	11,9	77,6	7,9	5,4	3,2	2,2	1,5	20,1	1,8
IN7A-1	0,1	2,6	19,2	18,8	13,2	7,9	61,7	10,6	8,2	6,3	5,3	3,7	34,1	4,1
IN7B-1	1,4	3,5	18,9	19,2	19,4	5,9	66,9	9,8	7,4	5,2	4,0	2,6	29,1	2,6
IN7C-1	0,0	3,2	17,0	14,7	11,7	6,5	53,1	9,3	10,0	9,1	7,8	5,1	41,4	5,7
IN7D-1	0,0	1,3	15,4	23,5	15,9	9,4	65,5	10,1	7,9	5,8	4,6	3,0	31,3	3,3
IN1A-2	6,3	5,5	19,1	19,5	20,4	5,2	69,7	7,6	6,6	3,9	2,3	1,5	22,0	2,1
IN1B-2	0,7	7,3	32,4	20,2	10,5	5,5	75,9	4,8	5,7	4,4	3,4	2,0	20,3	3,2
IN3A-2	2,3	11,4	34,3	21,9	10,8	4,9	83,3	5,3	4,2	2,2	1,1	0,7	13,5	0,9
IN3B-2	6,6	7,6	23,6	18,5	15,3	6,7	71,7	8,5	5,6	3,0	1,7	1,0	19,9	1,8
IN3C-2	1,4	8,2	19,8	20,5	20,4	6,6	75,5	8,7	6,1	3,5	2,1	1,4	21,8	1,3
IN3D-2	6,0	13,6	24,3	18,6	13,6	5,5	75,6	4,7	4,8	3,4	2,1	1,1	16,0	2,5
IN3E-2	5,3	11,2	23,7	19,4	13,8	6,2	74,3	6,9	5,8	3,4	1,9	1,2	19,2	1,2

4.4 ANÁLISE MULTIELEMENTAR

4.4.1 Apresentação dos dados

A partir das análises químicas (ativação neutrônica e fluorescência de raios-X) para as 38 amostras (as duplicatas foram consideradas amostras independentes) obteve-se a concentração de 28 elementos químicos (tabelas 08 e 10), sendo os maiores apresentados em porcentagem (%) e os menores em miligramas por quilograma (mg.kg^{-1}). As tabelas 09 e 11 apresentam os resultados de estatística básica para os elementos maiores e menores, respectivamente.

Tabela 08 - Resultados obtidos para a concentração de elementos maiores (%).

Amostra	SiO ₂ *	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	MgO	TiO ₂	Na ₂ O	CaO*
IN3A-1	50,07	24,92	5,16	5,00	1,93	0,54	0,19	0,14
IN3A'-1	50,07	23,43	4,71	5,17	1,62	0,57	0,17	0,14
IN3B-1	52,21	22,34	4,83	5,29	1,39	0,78	0,17	0,05
IN5A-1	62,02	16,44	4,84	4,54	0,98	0,54	0,18	0,07
IN5A'-1	62,02	15,62	7,53	4,12	0,57	0,48	0,29	0,07
CR6A-1	62,67	17,20	6,89	3,24	1,12	0,36	0,28	0,08
CR6B-1	60,75	17,77	8,22	2,92	1,11	0,32	0,40	0,11
CR6C-1	60,43	18,10	10,51	3,07	1,10	0,32	0,42	0,09
IN6D-1	62,16	18,82	7,03	3,70	1,20	0,41	0,32	0,06
IN6E-1	56,17	22,19	6,62	3,85	1,28	0,45	0,27	0,07
IN6F-1	58,57	19,70	7,91	3,50	1,18	0,43	0,31	0,12
IN7A-1	61,82	23,07	2,64	3,31	1,19	0,47	0,06	0,02
IN7B-1	63,33	18,56	2,10	4,16	1,69	0,53	0,07	0,02
IN7C-1	58,23	23,47	2,50	3,60	1,29	0,49	0,06	0,02
IN7D-1	56,22	27,66	1,83	3,66	1,48	0,44	0,06	0,01
IN7D'-1	56,22	25,67	1,72	3,49	1,51	0,50	0,05	0,01
IN9A-1	50,82	25,51	5,00	8,39	1,72	0,56	0,20	0,07
IN9A'-1	50,82	23,53	5,25	8,83	1,75	0,55	0,21	0,07
IN1A-2	62,78	16,59	7,99	3,84	0,85	0,54	0,34	0,10
IN1B-2	66,07	19,63	10,39	1,13	1,26	0,28	0,57	0,11
IN2A-2	39,13	14,33	6,28	33,31	0,83	0,32	0,27	0,11
IN2A'-2	39,13	10,91	6,52	35,96	0,93	0,63	0,28	0,11
IN3A-2	55,27	31,04	6,10	6,42	2,32	0,98	0,67	0,40
IN3B-2	64,30	17,28	8,81	3,96	1,07	0,41	0,67	0,15
IN3B'-2	64,30	13,25	9,23	4,03	1,28	0,08	0,68	0,15
IN3C-2	60,43	18,38	7,04	5,77	1,47	0,67	0,44	0,22
IN3D-2	63,26	17,19	9,48	4,12	1,35	0,36	0,59	0,17
IN3D'-2	63,26	20,22	7,43	4,77	1,25	0,49	0,48	0,17
IN3E-2	63,00	14,51	8,70	2,76	0,89	0,67	0,42	0,14
CR4A-2	62,09	19,02	6,69	2,84	1,51	0,67	1,39	0,75
CR4B-2	64,42	17,71	6,87	4,03	1,03	0,34	2,44	1,49
CR4C-2	64,23	17,18	7,39	3,64	0,82	0,47	2,75	1,61
CR4D-2	61,58	13,43	8,89	5,60	1,09	0,42	0,51	0,18
CR4E-2	60,69	11,96	9,65	12,41	0,95	0,58	1,38	0,55
CR4F-2	64,98	14,62	8,77	3,72	1,23	0,50	2,80	1,54
CR4H-2	65,90	20,21	7,63	4,39	1,09	0,77	2,58	1,72
CR4I-2	64,99	17,00	7,90	4,80	0,98	0,81	2,97	1,59
CR4J	69,91	14,16	6,30	2,70	1,37	0,53	2,22	1,56

* Obtido a partir da técnica de fluorescência de raios-X

Tabela 09 – Análise estatística básica para os elementos maiores (%).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	MgO	TiO ₂	Na ₂ O	CaO
Média	59,32	19,02	6,67	6,05	1,25	0,51	0,74	0,37
Mediana	61,92	18,24	6,96	4,03	1,22	0,50	0,37	0,12
Mínimo	39,13	10,91	1,72	1,13	0,57	0,08	0,05	0,01
Máximo	69,91	31,04	10,51	35,96	2,32	0,98	2,97	1,72
Desvio Padrão	6,83	4,51	2,33	7,11	0,34	0,17	0,88	0,55
Assimetria	-1,50	0,56	-0,62	3,72	0,85	0,40	1,62	1,74
Coefficiente de Variação (CV)	11,51	23,72	34,96	117,37	27,34	32,72	119,10	149,77

O somatório dos resultados obtidos para a concentração de elementos maiores em cada amostra é menor que 100%. Tal fato pode estar relacionado às concentrações de fósforo e de voláteis (perda ao fogo) que não foram analisadas.

A partir dos dados estatísticos dispostos na tabela 09 observa-se que a distribuição dos valores obedece a uma distribuição não-normal. Os dados da média são menores do que os da mediana para SiO₂ e K₂O, indicando uma assimetria negativa para tais componentes. Já para os demais componentes maiores, a distribuição dos valores exibe uma assimetria é positiva.

Quanto à variabilidade dos valores, observa-se que Fe₂O₃, Na₂O e CaO apresentam os maiores coeficientes de variação enquanto SiO₂ e Al₂O₃, os menores.

Tabela 10 - Resultados obtidos para a concentração de elementos menores (em mg.kg⁻¹).

(continua)

Amostra	Mn	Sm	Eu	U	La	Dy	V	Sc	Cr	Co	Rb	Sb	Cs	Ce	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	Ba
IN3A-1	274,00	21,53	2,18	10,60	162,51	8,28	16,31	10,11	19,56	10,71	321,26	0,04	8,32	441,94	2,24	0,05	27,39	2,30	66,11	581,15
IN3A'-1	247,34	23,53	2,21	11,77	146,64	6,52	25,54	10,43	16,50	10,97	320,84	0,05	8,48	456,61	3,07	0,04	28,96	2,39	68,14	636,24
IN3B-1	312,33	22,42	1,63	10,99	172,19	6,91	17,41	12,83	20,54	12,40	301,71	0,05	8,17	464,64	3,33	0,05	25,95	2,16	67,27	440,70
IN5A-1	195,38	17,86	2,24	9,61	133,86	5,27	16,79	9,80	29,75	12,14	331,51	0,04	7,37	455,17	1,99	0,03	24,99	2,51	72,09	613,68
IN5A'-1	167,74	27,39	1,97	13,83	214,56	5,90	15,24	8,79	0,03	11,33	249,37	0,03	6,13	316,16	2,01	0,04	21,04	1,89	45,45	549,23
CR6A-1	213,28	17,22	2,32	9,93	118,06	3,67	7,03	6,93	20,95	25,74	464,65	0,03	6,85	490,74	1,52	0,04	26,75	1,82	86,17	438,13
CR6B-1	154,79	12,31	3,00	10,16	101,61	6,11	6,18	7,17	33,33	70,23	542,01	0,04	7,06	455,74	2,18	0,02	23,49	1,25	78,95	570,14
CR6C-1	189,05	25,06	2,27	13,01	153,97	6,02	6,99	6,78	0,09	78,93	439,89	0,03	6,52	386,32	1,97	0,03	21,12	1,23	66,72	397,19
IN6D-1	186,06	13,68	2,41	11,92	154,95	4,24	12,86	8,09	0,03	17,58	371,53	0,03	6,31	425,91	1,56	0,01	22,58	1,44	64,54	440,72
IN6E-1	228,38	22,59	2,43	11,71	207,43	7,75	13,20	9,76	18,28	11,14	342,16	0,03	6,76	498,19	2,21	0,03	21,78	1,54	74,46	392,37
IN6F-1	194,86	26,29	2,19	14,24	198,64	5,61	10,67	7,41	0,03	10,54	288,27	0,03	6,06	408,76	1,23	0,02	20,11	1,31	60,16	285,49
IN7A-1	217,14	28,74	2,88	13,65	236,94	8,73	7,58	9,21	14,53	12,07	184,95	0,04	8,04	462,91	2,85	0,04	16,99	1,56	47,10	493,52
IN7B-1	604,92	25,98	2,53	12,26	173,92	5,41	14,61	9,94	21,61	23,18	203,72	0,05	9,73	502,77	2,94	0,05	21,05	1,72	60,67	528,81
IN7C-1	162,63	21,54	3,03	10,52	187,27	7,44	29,90	9,53	10,75	14,78	188,11	0,03	7,31	407,93	3,07	0,04	17,96	1,47	45,29	417,38
IN7D-1	570,87	31,11	2,35	16,55	228,26	8,75	12,11	8,71	16,51	15,60	120,86	0,04	7,03	443,29	2,37	0,06	19,26	1,13	55,91	628,75
IN7D'-1	492,69	30,46	2,26	15,38	210,07	8,13	13,30	8,36	19,66	14,97	105,54	0,04	6,74	413,41	2,33	0,04	18,34	0,10	51,79	604,73
IN9A-1	860,27	18,32	1,50	9,61	116,08	6,06	51,19	16,49	41,43	27,40	239,87	0,03	4,57	555,70	1,45	0,04	14,14	1,09	46,58	386,35
IN9A'-1	829,78	17,94	1,63	8,47	130,76	4,88	26,17	17,46	49,00	28,99	251,85	0,02	4,69	598,65	1,69	0,04	15,81	1,09	50,59	416,06
IN1A-2	304,72	46,57	6,60	23,91	458,38	1,27	22,82	10,70	8,02	11,49	480,68	0,08	15,50	894,89	8,35	1,07	26,10	3,16	104,76	1911,85
IN1B-2	172,18	19,60	2,73	9,08	183,97	7,33	9,09	5,26	25,40	8,44	413,65	0,07	12,97	592,59	4,60	0,07	13,53	3,78	73,15	794,14
IN2A-2	3426,27	46,34	5,11	23,74	360,28	17,85	79,63	7,37	22,92	50,21	265,66	0,05	8,62	695,31	7,79	0,07	17,53	1,71	47,27	1299,16
IN2A'-2	3497,93	47,23	5,48	23,15	393,95	13,20	69,80	7,94	15,64	54,11	267,10	0,04	9,17	728,21	8,20	0,08	19,05	1,73	49,06	1393,22
IN3A-2	747,38	18,10	2,64	6,98	203,57	8,97	101,62	13,58	114,26	21,54	378,56	0,08	17,16	406,19	4,27	0,07	21,63	2,84	66,70	533,06
IN3B-2	247,59	16,20	1,83	5,97	121,82	4,25	17,05	4,90	13,06	15,20	436,71	0,05	10,13	320,22	2,10	0,03	17,36	1,72	45,91	375,70
IN3B'-2	184,16	15,60	1,86	7,20	102,79	3,18	4,40	5,00	24,28	15,30	451,31	0,05	10,06	335,45	2,22	0,04	18,50	1,78	48,77	401,53

Tabela 10 - Resultados obtidos para a concentração de elementos menores (mg.kg⁻¹).

(conclusão)

Amostra	Mn	Sm	Eu	U	La	Dy	V	Sc	Cr	Co	Rb	Sb	Cs	Ce	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	Ba
IN3C-2	500,90	38,18	7,57	19,73	408,64	16,46	40,21	8,77	39,01	18,79	492,24	0,05	10,17	1057,99	11,39	1,78	35,31	3,85	137,15	1286,06
IN3D-2	390,52	25,80	3,78	13,57	259,61	8,88	12,83	6,12	0,03	14,77	322,62	0,03	5,34	505,31	5,18	0,06	22,82	2,24	73,25	614,07
IN3D'-2	426,64	25,40	4,61	11,80	211,67	9,98	49,24	7,21	29,95	16,81	439,92	0,03	6,92	762,57	6,63	1,11	27,53	2,96	121,68	778,75
IN3E-2	275,17	32,64	3,31	15,95	309,98	10,03	31,28	4,16	0,03	7,64	250,30	0,02	4,55	349,67	4,27	0,04	15,28	1,82	42,81	834,51
CR4A-2	296,15	7,82	2,80	6,54	86,16	3,71	29,15	3,98	15,18	17,82	331,78	0,03	7,07	402,58	1,38	0,03	24,73	1,14	68,07	361,49
CR4B-2	264,82	20,40	5,27	12,90	243,22	10,57	22,80	6,52	0,03	19,00	367,01	0,02	5,21	838,70	6,10	0,08	32,04	2,54	109,59	965,27
CR4C-2	246,63	31,26	5,54	15,02	286,36	10,28	21,67	5,89	33,19	11,17	361,59	0,03	5,10	732,09	6,70	1,03	31,52	2,47	127,11	991,58
CR4D-2	767,18	11,40	3,02	6,18	117,53	8,48	25,29	8,30	0,03	10,65	507,33	0,05	10,06	240,33	5,90	0,09	39,15	4,75	125,82	392,94
CR4E-2	544,51	21,05	4,28	8,45	175,91	8,00	62,89	10,06	26,60	25,94	488,44	0,03	6,51	595,25	5,98	0,08	40,97	4,64	155,09	559,46
CR4F-2	315,42	27,90	5,23	12,80	277,93	11,63	34,33	6,16	0,04	9,97	319,13	0,02	5,13	475,62	5,94	0,07	26,82	2,75	82,86	650,09
CR4H-2	392,04	31,06	7,19	14,88	376,12	22,06	38,33	6,82	0,04	11,86	361,66	0,03	5,64	694,35	9,62	1,19	27,16	2,49	85,49	979,36
CR4I-2	276,75	25,48	5,50	14,32	242,92	7,71	31,10	7,68	18,64	12,53	404,70	0,03	5,85	813,22	5,88	1,03	41,21	4,35	154,09	686,21
CR4J	182,69	14,66	2,62	8,27	103,67	3,90	13,26	3,80	0,03	17,35	304,50	0,03	6,56	328,23	1,27	0,02	22,64	1,02	51,23	343,21

Tabela 11 – Análise estatística básica para os elementos menores (mg.kg⁻¹).

	Mn	Sm	Eu	U	La	Dy	V	Sc	Cr	Co	Rb	Sb	Cs	Ce	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	Ba
Média	514,77	24,38	3,37	12,49	209,79	7,98	26,84	8,37	18,92	20,51	339,82	0,04	7,73	525,09	4,05	0,23	23,91	2,15	75,73	657,17
Mediana	275,96	23,06	2,69	11,86	192,96	7,58	19,54	8,01	17,40	15,09	331,65	0,03	6,97	463,77	3,00	0,05	22,61	1,82	66,99	564,80
Mínimo	154,79	7,82	1,50	5,97	86,16	1,27	4,40	3,80	0,03	7,64	105,54	0,02	4,55	240,33	1,23	0,01	13,53	0,10	42,81	285,49
Máximo	3497,93	47,23	7,57	23,91	458,38	22,06	101,62	17,46	114,26	78,93	542,01	0,08	17,16	1057,99	11,39	1,78	41,21	4,75	155,09	1911,85
Desvio Padrão	731,09	9,31	1,65	4,54	93,66	4,13	21,81	3,05	20,74	16,27	107,22	0,01	2,79	182,10	2,63	0,44	7,04	1,06	31,50	345,16
Assimetria	3,70	38,18	48,85	36,32	44,65	51,67	81,28	36,39	109,62	79,33	31,55	37,57	36,04	34,68	65,12	191,90	29,45	49,20	41,60	52,52
Coefficiente de Variação (CV)	142,02	0,86	1,11	1,00	1,01	1,52	1,77	1,15	2,71	2,46	-0,18	1,62	1,74	1,05	1,01	2,25	0,94	0,89	1,23	1,88

A partir dos dados estatísticos dispostos na tabela 11 observa-se que a distribuição dos valores das concentrações dos elementos menores apresenta assimetria predominantemente positiva, sendo observada uma exceção apenas para o Rb, cujo valor da média é menor do que o da mediana.

Quanto ao coeficiente de variação, observa-se que o Mn, Cr e Lu apresentam os valores mais elevados entre os elementos menores, indicando sua heterogeneidade. Já Eu, Rb e Hf apresentam os menores de CV.

4.4.2 Estatística bivariada

O coeficiente de correlação (r) entre todas as variáveis (componentes maiores e menores, o CIA e a granulometria do material) são apresentados no anexo 02. Abaixo estão listadas as correlações mais significativas ($p < 0,05$):

- SiO_2 : apresentou as correlações significativas mais fortes com ferro e com o manganês, sendo essas negativas ($r = -0,76$);
- MgO as correlações são positivas com Al_2O_3 ($r = 0,74$);
- Rb as correlações são positivas com o K_2O ($r = 0,75$);
- Fe_2O_3 apresenta correlação positiva e bastante forte ($r = 0,97$) com o Mn;
- Na_2O e o CaO apresentam correlação positiva bem forte ($r = 0,98$);
- Sm apresenta correlações positivas fortes com U, La e Ba ($r = 0,95$; $0,91$; $0,81$, respectivamente);
- Eu as correlações são positivas com La, Ce, Yb, Lu e Ba ($r = 0,82$; $0,81$; $0,93$; $0,78$; $0,80$, respectivamente);
- U apresenta correlação positiva com La e Ba ($r = 0,88$ e $0,82$, respectivamente);
- La é com Yb e Ba ($r = 0,83$ e $0,88$, respectivamente);
- Dy se correlaciona positivamente com Yb ($r = 0,73$);
- Sb apresenta correlação com Cs ($r = 0,98$);
- Ce correlaciona com Yb; Lu e Ba ($r = 0,77$; $0,77$ e $0,76$, respectivamente);
- Yb apresenta correlação com Lu e Ba ($r = 0,74$ e $0,81$, respectivamente);
- Th com o Hf e Ta ($r = 0,90$ e $0,80$, respectivamente);

4.4.3 Estatística multivariada

A análise de agrupamento foi aplicada, primeiramente, para todas as 38 amostras e para todo o conjunto de dados (composição química, granulometria e CIA). A partir da normalização dos dados pelo método de *z-score* (já que cada uma das variáveis tem igual peso), da utilização da distância euclidiana e do método Ward, obteve-se a separação em quatro grupos estatísticos, de acordo com as maiores dissimilaridade (G1, G2, G3 e G4) conforme apresentado na figura 19.

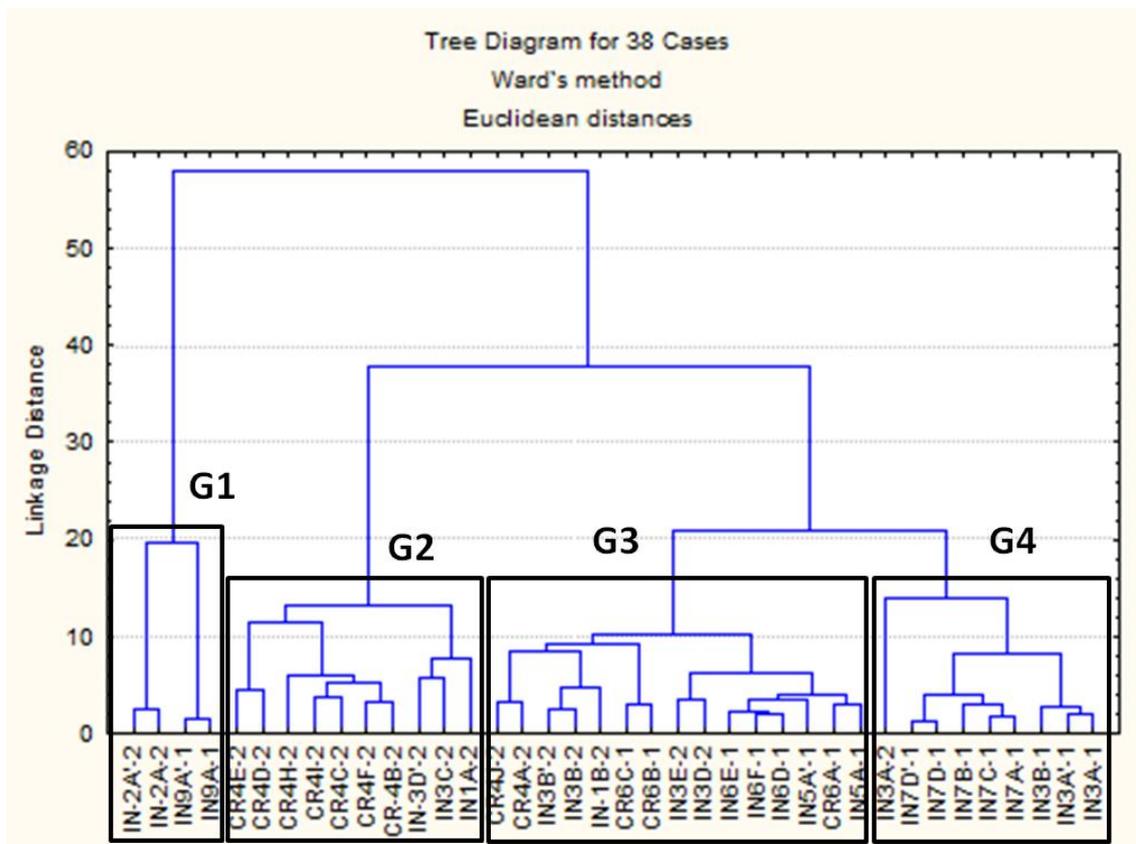


Figura 19 – Análise por agrupamento onde são identificados os quatro grupos estatísticos principais: G1; G2; G3 e G4.

Baseado nessa divisão buscou-se compreender as semelhanças e diferenças desses grupos quanto aos resultados químicos, granulométricos e mineralógicos. Abaixo estão descritas as características de cada um deles.

4.4.3.1 Grupo 1 (G1)

Formado por duas amostras de material oxidado: IN9A-1 e IN2A-2, e suas respectivas duplicatas: IN9A'-1 e IN2A'-2, totalizando um espaço amostral "n=4". Como o material é maciço, não há dados granulométricos para as amostras que constituem esse grupo.

Os resultados da análise estatística descritiva para os elementos maiores e menores estão dispostos nas tabelas 12 e 13. Os dados estatísticos mostram uma distribuição normal para os valores de SiO₂, K₂O, MgO, Na₂O, CaO, Mn, Sm e Ta. O Al₂O₃, Ti₂O, V, Rb, Sb, Ce, Lu, Hf apresentam uma distribuição não-normal, com assimetria negativa, enquanto que o Fe₂O₃, Eu, La, Dy, Sc, Cr, Co, Cs, Yb, Th e Ba apresentam assimetria positiva.

Quanto ao coeficiente de variação, observa-se que Fe₂O₃ apresenta valores mais elevados dentre os componentes maiores, e Mn e Yb, os mais elevados dentre os elementos menores. O Rb apresenta apenas 5,01 % de coeficiente de variação, indicando uma homogeneidade maior dos dados.

Em comparação a média geral, nessas amostras foram encontrados valores bastante elevados para Fe₂O₃ e Mn, sendo a média desses constituintes 21,6% e 2.153,6 mg.kg⁻¹, podendo alcançar valores máximos aproximados de 36% e 3.498 mg.kg⁻¹, respectivamente. Além desses componentes, o Sm, U, V, Sc, Cr e Co, também apresentam valores altos, enquanto que em relação ao SiO₂, os valores são os mais baixos, chegando ao máximo a 50,8%.

Os altos valores de Fe₂O₃ e Mn podem ser indicativos da formação de níveis ferro-manganosos: quando na forma reduzida, os íons Fe²⁺ e Mn²⁺ são solúveis e bastante móveis. Parte desses íons é perdida via lixiviação, mas parte reprecipita na forma de óxidos, quando as condições passam de redutoras para oxidantes, tendendo a acumularem-se na forma de mosqueados, concreções e/ou níveis (SCHWERTMANN; FANNING, 1976). Essas estruturas não seguem um padrão, pois elas diferem quanto à forma, tamanho, cor, composição, etc (OLIVEIRA et al., 2001).

Segundo White e Dixon (1996), o teor de manganês é, de forma geral, diretamente relacionado com o tamanho dessas estruturas enquanto o de ferro tem relação inversa, mas de forma menos incisiva. Porém, para Zhang e Karathanasis (1997), tanto o teor de manganês quanto o de ferro são diretamente relacionados com o tamanho. Oliveira et al. (2001) concluíram que o tamanho das estruturas é também influenciado pelo teor de sílica: quanto maior o teor de SiO₂, maior a dimensão do nível ferro-manganoso.

O resultado das análises químicas mostrou que as amostras do perfil 02 (IN2A-2 e IN2A'-2) são cerca de quatro vezes mais enriquecida em Fe_2O_3 e Mn do que as do perfil 01; já o SiO_2 no perfil 02 apresentou valores menores do que no perfil 01 (IN9A-2 e IN9A'-2). Em campo observou-se que no segundo perfil, o nível amostrado tem maiores dimensões do que no primeiro, o que concorda com Zhang e Karathanasis (1997) e se opõe a ideia de Oliveira et al. (2001).

Com relação ao grau de alteração do material, ao calcular o índice químico de alteração (CIA) observou-se que as amostras de G1 apresentam valores variando de 59 a 81 (tabela 14).

Tabela 12 – Análise estatística descritiva do G1 para elementos maiores (em %) – (n = 4).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	MgO	TiO ₂	Na ₂ O	CaO
Média	44,98	18,57	5,76	21,63	1,32	0,51	0,24	0,09
Mediana	44,98	18,93	5,76	21,07	1,32	0,56	0,24	0,09
Mínimo	39,13	10,91	5,00	8,39	0,83	0,32	0,20	0,07
Máximo	50,82	25,51	6,52	35,96	1,75	0,63	0,28	0,11
Desvio Padrão	6,75	7,06	0,75	15,06	0,50	0,13	0,04	0,02
Assimetria	0,00	-0,13	0,00	0,03	0,00	-1,60	0,00	0,00
Coefficiente de variação (CV)	15,01	38,02	13,02	69,63	38,17	25,49	16,67	22,22

Tabela 13 – Análise estatística descritiva do G1 para elementos menores (em mg.kg⁻¹) – (n = 4).

	Mn	U	V	Sc	Co	Rb	Sb	Cs	Hf	Ta	Th	Ba	Cr	La	Ce	Sm	Eu	Yb	Dy	Lu
Média	2153,56	16,24	56,69	12,31	40,18	256,12	0,03	6,76	16,63	1,40	48,38	873,70	32,25	250,27	644,47	32,46	3,43	4,78	10,50	0,06
Mediana	2143,27	16,38	60,49	12,21	39,60	258,76	0,04	6,66	16,67	1,40	48,17	857,61	32,17	245,52	646,98	32,33	3,37	4,74	9,63	0,06
Mínimo	829,78	8,47	26,17	7,37	27,40	239,87	0,02	4,57	14,14	1,09	46,58	386,35	15,64	116,08	555,70	17,94	1,50	1,45	4,88	0,04
Máximo	3497,93	23,74	79,63	17,46	54,11	267,10	0,05	9,17	19,05	1,73	50,59	1393,22	49,00	393,95	728,21	47,23	5,48	8,20	17,85	0,08
Desvio Padrão	1511,30	8,34	23,52	5,40	13,94	12,83	0,01	2,47	2,12	0,36	1,81	547,07	15,58	147,24	80,78	16,55	2,16	3,71	6,12	0,02
Assimetria	0,00	-0,01	-0,73	0,02	0,06	-0,69	-0,03	0,04	-0,08	0,00	0,46	0,02	0,02	0,04	-0,10	0,00	0,02	0,01	0,44	-0,07
Coefficiente de variação (CV)	70,18	51,32	41,49	43,85	34,70	5,01	32,93	36,54	12,75	25,93	3,74	62,62	48,31	58,83	12,53	50,98	62,94	77,65	58,34	37,48

Tabela 14 - Tabela com valores de CIA e de Al_2O_3 , $(CaO + Na_2O)$ e K_2O plotados no diagrama A- CN-K.

Amostra	A(%)	CN(%)	K(%)	CIA
IN2A'-2	59	4	38	59
IN2A-2	66	3	31	66
IN9A'-1	79	2	19	79
IN9A-1	81	1	17	81

O diagrama ternário A-CN-K mostrou um trend paralelo ao eixo A-K: com os valores de $CaO + Na_2O$ muito baixos (variando de 1 a 4%); os de K_2O intermediários (de 17 a 38%); e os de Al_2O_3 , mais elevados (59 a 81%) (tabela 14 e figura 20).

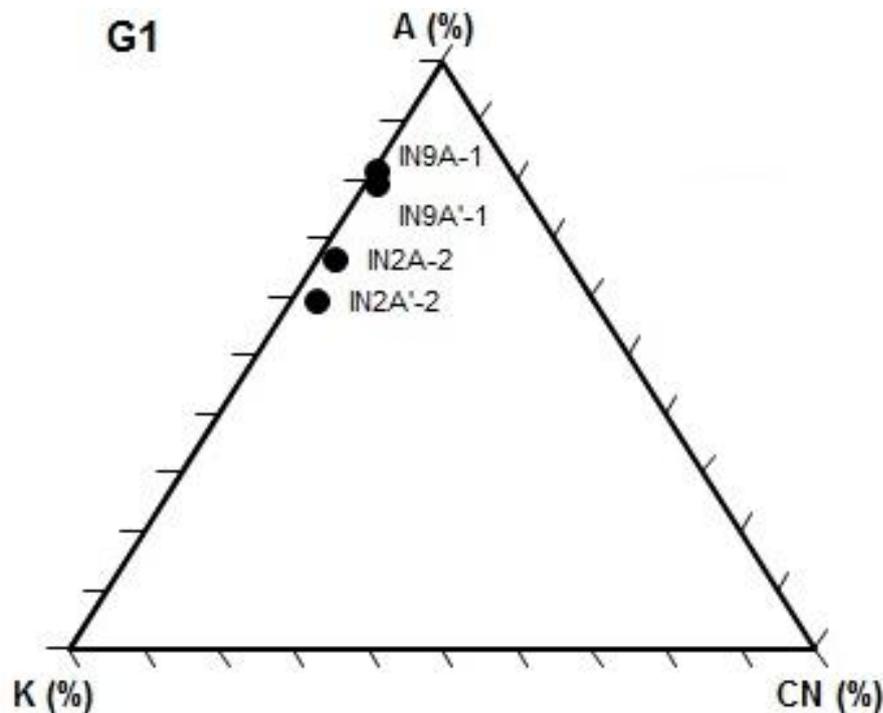


Figura 20 – Diagrama A-CN-K para as amostras de G1.

A análise dos componentes principais considerando como variáveis os dados químicos (composição e CIA), uma vez que não há dados de granulometria, é mostrada na figura 21, juntamente com a porcentagem da variância explicada pelos dois fatores extraídos. O primeiro fator contribui com 89,97% para a variância observada nos dados, e é formado

pela maioria das variáveis (tabela 15). O segundo fator contribui com 7,16% para a variância dos dados.

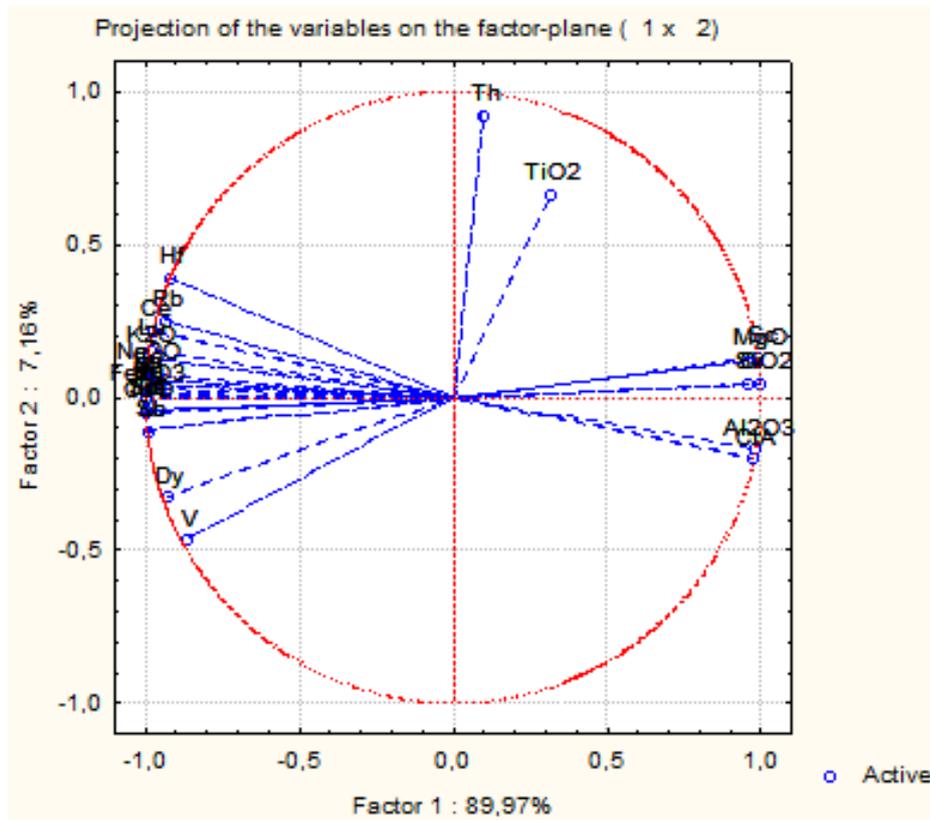


Figura 21 – Análise dos componentes principais (PCA) por variáveis para amostras de G1 (n= 4).

Tabela 15 – Tabela com a constituição dos fatores principais de G1.

(continua)

Variável	Fator 1	Fator 2
SiO ₂	0,999	-0,039
Al ₂ O ₃	0,982	0,182
K ₂ O	-0,989	-0,146
Fe ₂ O ₃	-0,999	-0,020
MgO	0,992	-0,114
TiO ₂	0,323	-0,646
Na ₂ O	-0,996	-0,090
CaO	-0,999	0,039
Mn	-0,999	0,031
Sm	-0,999	0,030
Eu	-0,999	-0,029
U	-0,995	0,099
La	-0,998	-0,056

**Tabela 15 – Tabela com a constituição dos fatores principais de G1.
(conclusão)**

Variável	Fator 1	Fator 2
Dy	-0,935	0,312
V	-0,869	0,462
Sc	0,993	-0,121
Cr	0,963	-0,043
Co	-0,996	-0,075
Rb	-0,932	-0,266
Sb	-0,994	0,101
Cs	-0,998	-0,039
Ce	-0,971	-0,233
Yb	-1,000	-0,012
Lu	-0,985	-0,167
Hf	-0,917	-0,399
Ta	-1,000	0,025
Th	0,101	-0,930
Ba	-0,999	-0,026
CIA	0,972	-0,199
Variância Total	89,97%	7,16%

Os dados de difração de raio – x mostraram diferença entre as amostras do perfil 01 e 02: IN9A-1 é composta por quartzo, mica, microclina, traço de plagioclásio, gibbsita e traço de argilomineral 2:1; já IN2A-2 é composta basicamente por quartzo, mica e traços de microclina, sem formação de minerais secundários cristalinos. Em lupa foram observados grumos de material oxidado que podem ser compostos de baixa cristalinidade ou amorfos e, por isso, não detectados no raios-X (ROSS JR. et al., 1976).

4.4.3.2 Grupo 2 (G2)

Este grupo é constituído por um total de dez amostras (n=10), todas do perfil 02. Sete amostras são de material rochoso – *corestone* – (CR4B-2, CR4C-2, CR4D-2, CR4E-2, CR4F-2, CR4H-2, CR4I-2) e três amostras são de material inconsolidado (IN1A-2, IN3C-2 e IN3D'-2).

A partir da análise da curva granulométrica (figura 22) observa-se que esse grupo é formado por amostras com textura bastante grossa, com pelo menos 82% do material nas frações areia e grânulo.

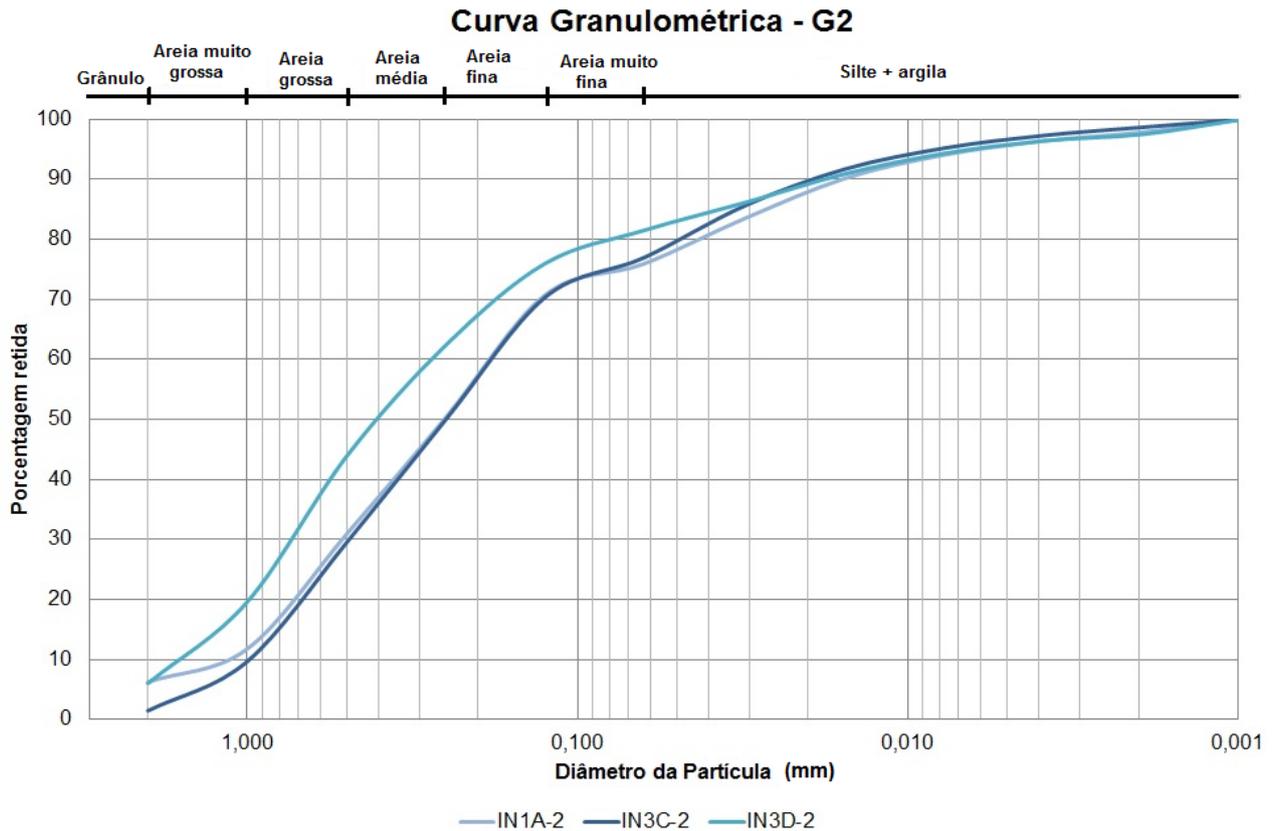


Figura 22 – Curva granulométrica para as amostras do grupo G2 (n= 3).

Os resultados de estatística descritiva para cada óxido/elemento no G2 estão dispostos nas tabelas 16 e 17. Os dados estatísticos mostram uma distribuição não-normal e negativa para SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , CaO , Rb , Th , Ce e Eu , enquanto que os demais apresentam assimetria positiva.

Quanto à homogeneidade dos dados, observa-se que em geral, a concentração dos elementos maiores e menores apresentam elevadas variações em relação à média (altos valores de CV), com exceção para o SiO_2 , que se mostrou mais homogêneo.

Ao calcular o índice químico de alteração (CIA) verificou-se que as amostras apresentam valores variando de 46 a 56 para o material rochoso e 64 a 69 para o material inconsolidado (tabela 18).

Tabela 16 – Análise estatística descritiva do G2 para elementos maiores ((em %) – (n = 10)).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	MgO	TiO ₂	Na ₂ O	CaO
Média	63,33	16,73	7,96	5,30	1,08	0,56	1,67	0,92
Mediana	63,74	17,09	7,77	4,58	1,06	0,52	1,91	1,02
Mínimo	60,43	11,96	6,87	3,64	0,82	0,34	0,34	0,10
Máximo	65,90	20,22	9,65	12,41	1,47	0,81	2,97	1,72
Desvio padrão	1,91	2,71	0,89	2,61	0,20	0,15	1,14	0,72
Assimetria	-0,40	-0,44	0,75	2,70	0,72	0,46	-0,13	-0,06
Coefficiente de variação (CV)	3,01	16,22	11,18	49,20	18,39	26,99	68,34	78,74

Tabela 17 – Análise estatística descritiva do G2 para elementos menores ((em mg.kg⁻¹) – n = 10).

	Mn	U	V	Sc	Co	Rb	Sb	Cs	Hf	Ta	Th	Ba	Cr	La	Ce	Sm	Eu	Yb	Dy	Lu
Média	403,96	14,00	34,87	7,81	14,82	422,27	0,04	7,61	32,78	3,39	120,36	920,16	15,55	279,87	710,50	27,87	5,48	7,25	10,64	0,75
Mediana	353,73	13,61	32,71	7,44	12,19	422,31	0,03	6,18	31,78	3,06	123,75	872,01	13,33	260,57	747,33	26,69	5,38	6,36	10,13	1,03
Mínimo	246,63	6,18	21,67	5,89	9,97	319,13	0,02	5,10	26,10	2,47	82,86	392,94	0,03	117,53	240,33	11,40	3,02	5,88	1,27	0,07
Máximo	767,18	23,91	62,89	10,70	25,94	507,33	0,08	15,50	41,21	4,75	155,09	1911,85	39,01	458,38	1057,99	46,57	7,57	11,39	22,06	1,78
Desvio Padrão	163,20	5,08	13,35	1,63	5,17	67,98	0,02	3,36	6,02	0,92	25,13	432,53	15,71	106,60	229,66	9,79	1,37	1,91	5,52	0,62
Assimetria	1,32	0,53	1,08	0,69	1,22	-0,12	1,88	1,69	0,37	0,51	-0,13	1,37	0,26	0,33	-0,77	0,37	-0,10	1,47	0,67	0,04
Coefficiente de variação (CV)	40,40	36,31	38,28	20,91	34,86	16,10	50,62	44,19	18,38	27,00	20,88	47,01	100,98	38,09	32,32	35,14	24,99	26,40	51,82	81,92

Tabela 18 - Tabela com valores de CIA e de Al_2O_3 , $(CaO + Na_2O)$ e K_2O plotados no diagrama A-CN-K.

Amostra	A(%)	CN(%)	K(%)	CIA
CR4F-2	46	24	30	46
CR4E-2	47	12	41	47
CR4I-2	51	23	26	51
CR4C-2	53	23	25	53
CR4D-2	55	5	40	55
CR4B-2	56	21	23	56
CR4H-2	56	21	23	56
IN1A-2	64	3	33	64
IN3C-2	68	4	28	68
IN3D'-2	69	4	27	69

O G2 apresenta amostras disseminadas no diagrama triangular, não sendo identificado nenhum trend preferencial. Os valores de $CaO + Na_2O$ e K_2O variam de 3 a 24% e 23 a 41%, respectivamente, já os valores de Al_2O_3 variam de 46 a 69%. (figura 23).

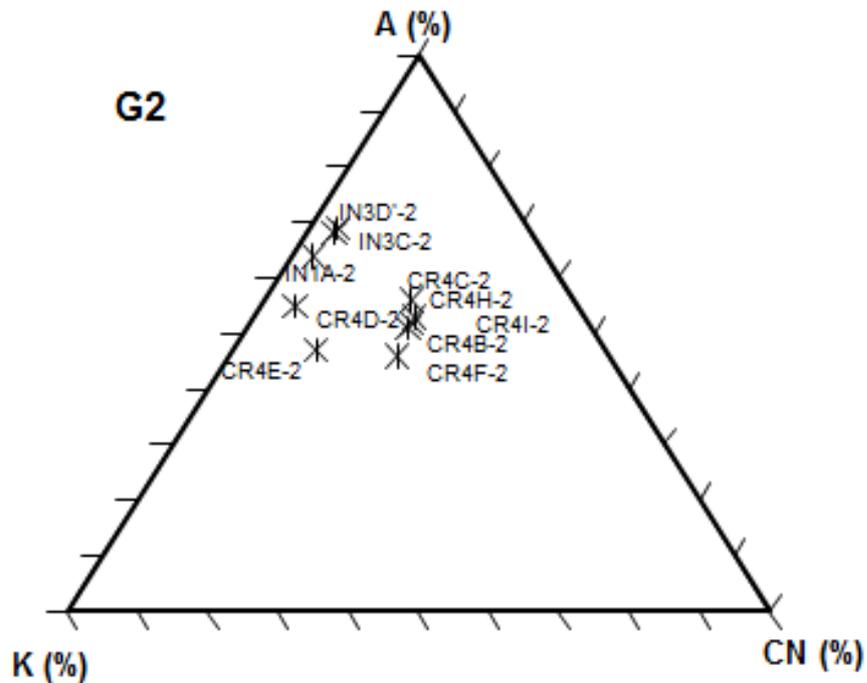


Figura 23 – Diagrama A-CN-K para as amostras de G2.

As amostras que compõem esse grupo são formadas por quartzo, feldspato (microclina muito mais abundante do que plagioclásio), biotita, e minerais acessórios como zircão e minerais opacos. A caulinita é o único mineral neoforado (provavelmente proveniente da alteração do feldspato e da biotita) e sua abundância é baixa. A maioria das amostras de rocha apresenta plagioclásio, sendo que apenas em CR4D-2 esse mineral não foi observado.

Nas amostras de material inconsolidado, o plagioclásio é bastante escasso ou inexistente. Porém, na análise por difração de raio – X do material fino (frações silte + argila) pode-se identificar maior abundância de plagioclásio nessas frações, além do maior conteúdo de caulinita.

Na análise em lupa foi possível observar que nas frações grânulo e areia muito grossa, principalmente das amostras dos níveis mais próximos aos corestones (amostras IN3C-2 e IN3D'-2) há um predomínio de fragmentos de rocha. Em todas as frações há um predomínio de feldspato em diferentes estágios de alteração. Quanto à biotita, há uma maior abundância nas frações mais finas (areia média e fina), onde aparece levemente alterada para vermiculita.

A análise dos componentes principais considerando como variáveis a composição química, a granulometria e o CIA é mostrada na tabela 19. Já o diagrama PCA por casos (amostras) está apresentado na figura 24, juntamente com a porcentagem da variância explicada pelos dois fatores extraídos.

O primeiro fator contribui com 46,26% para a variância observada nos dados, e reflete a separação das amostras de rocha (prefixo “CR”) das amostras de material inconsolidado (prefixo “IN”). Já o segundo fator contribui com 21,68% para a variância dos dados.

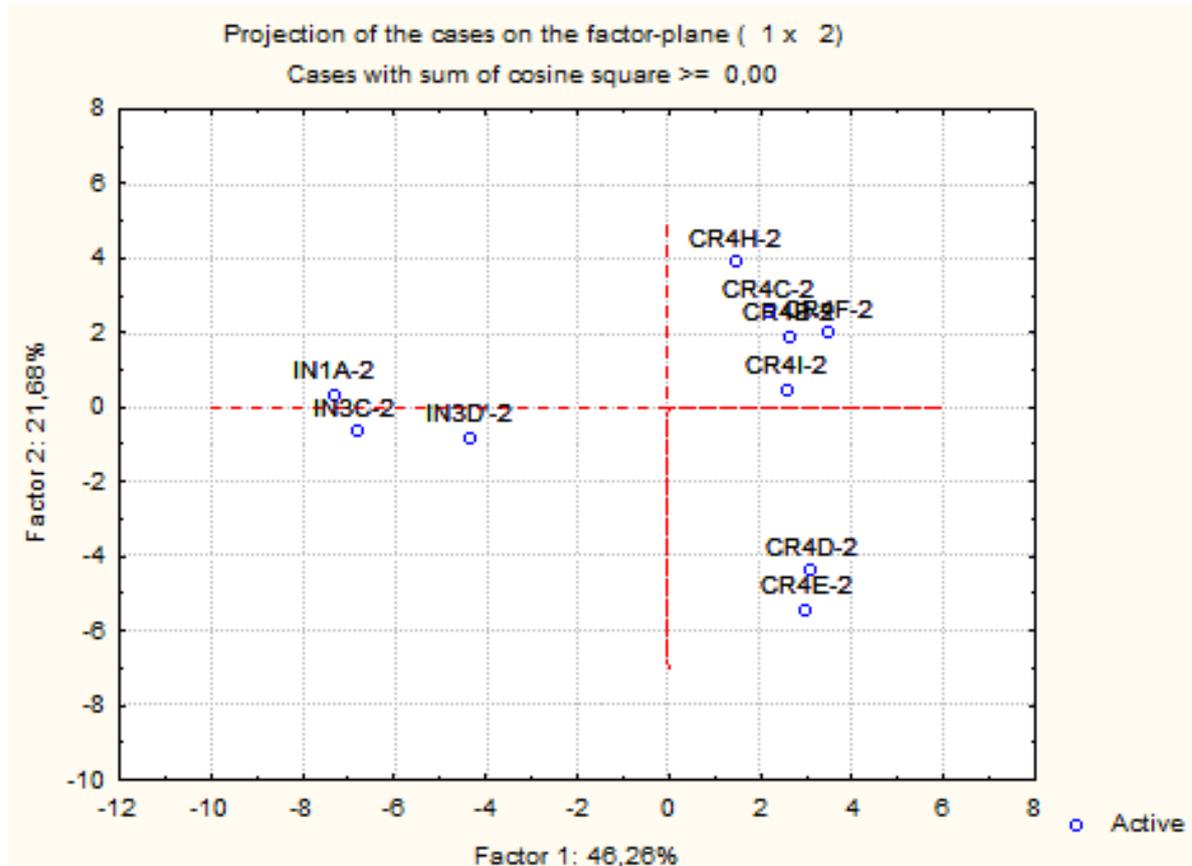


Figura 24 – Análise dos componentes principais (PCA) por casos para amostras de G2 (n= 10).

Tabela 19 – Tabela com a constituição dos fatores principais de G2.

(continua)

Variável	Fator 1	Fator 2
SiO ₂	0,393	0,826
Al ₂ O ₃	-0,451	0,674
K ₂ O	0,414	-0,648
Fe ₂ O ₃	0,166	-0,772
MgO	-0,324	-0,040
TiO ₂	-0,126	0,154
Na ₂ O	0,714	0,610
CaO	0,663	0,701
Mn	0,023	-0,783
U	-0,732	0,497
V	-0,045	-0,492
Sc	-0,500	-0,643
Co	-0,074	-0,513
Rb	-0,485	-0,816
Sb	-0,774	-0,210
Cs	-0,727	-0,307

Tabela 19 – Tabela com a constituição dos fatores principais de G2.
(conclusão)

Variável	Fator 1	Fator 2
Hf	0,368	-0,662
Ta	0,086	-0,859
Th	0,007	-0,638
Ba	-0,769	0,375
Cr	-0,413	-0,229
La	-0,658	0,565
Ce	-0,661	0,375
Sm	-0,734	0,445
Eu	-0,534	0,628
Yb	-0,672	0,262
Dy	0,132	0,418
Lu	-0,710	0,337
CIA	-0,883	0,041
Gr	-0,818	-0,053
AMG	-0,827	-0,111
AG	-0,947	-0,092
AM	-0,982	-0,083
AF	-0,991	-0,069
AMF	-0,973	-0,090
SMG	-0,982	-0,070
SG	-0,992	-0,070
SM	-0,984	-0,077
SF	-0,982	-0,078
SMF	-0,992	-0,072
Arg	-0,907	-0,079
Variância Total	46,26%	21,68%

No primeiro quadrante do PCA estão dispostas quase todas as amostras de rocha de G2. Em todas elas há presença de plagioclásio, o que justifica suas concentrações mais elevadas em sódio e cálcio. No quarto quadrante, as amostras de rocha apresentam pouco ou nenhum plagioclásio, o que é refletido nos valores mais baixos de Ca. Por outro lado, os valores de ferro sofrem um aumento. No segundo e terceiro quadrante, estão as amostras de material inconsolidado. Essas três amostras apresentam em comum caulinita e pouco ou nenhum plagioclásio.

Dessa forma, as observações do diagrama PCA sugerem duas possíveis tendências que ocorrem nesse grupo (figura 25): (I) com a destruição do plagioclásio, perde-se inicialmente o cálcio, podendo ainda manter o sódio. Com o avanço do intemperismo há a

diminuição de sódio e a formação da caulinita, além da perda da estrutura do material, deixando de ser material rochoso e passando a material inconsolidado; (II) por outro lado, sob condições especiais após a destruição total ou parcial do plagioclásio e a consequente perda de cálcio, o material além de manter o sódio pode ainda ser enriquecido em ferro. Com o avanço do intemperismo o material tende a perder as características de material rochoso e se desagregar, podendo permanecer enriquecido em ferro. Tal situação pode se tratar de um dos estágios da evolução para a formação de um material com as características do grupo G1.

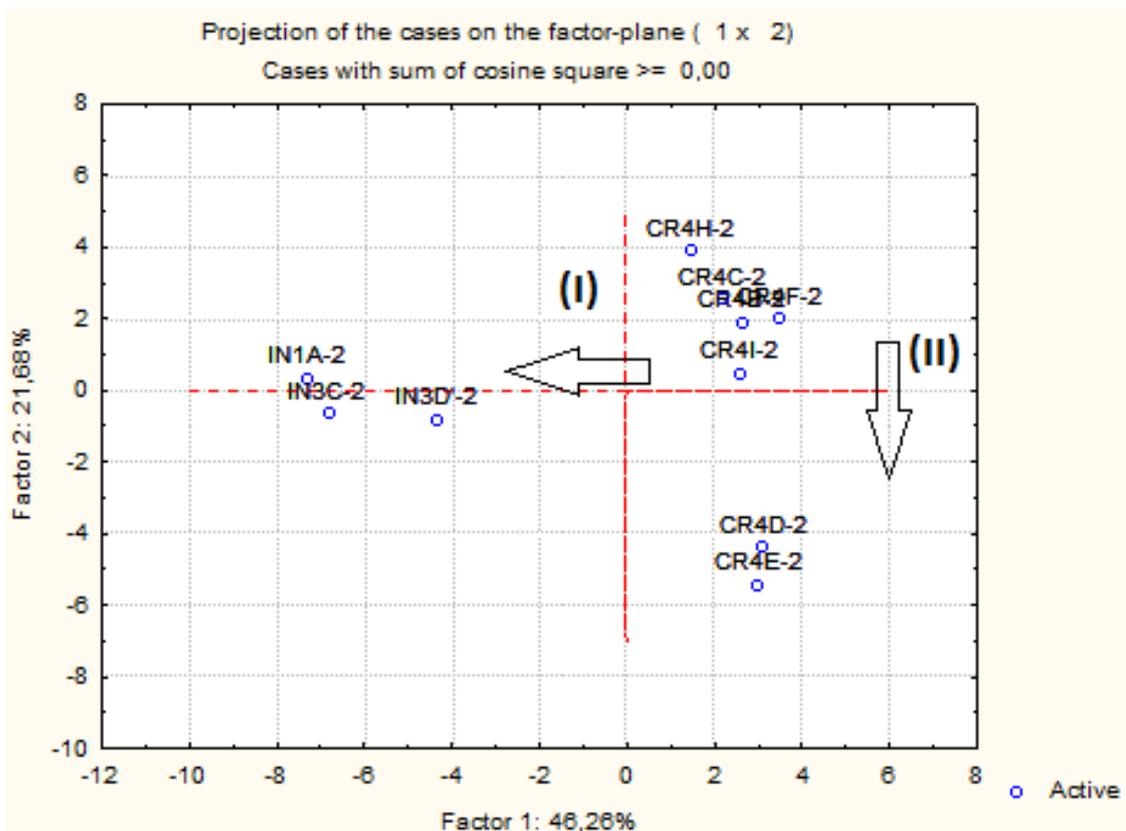


Figura 25 - Possíveis tendências que ocorrem no grupo G2.

4.4.3.3 Grupo 3 (G3)

Grupo formado por quinze amostras (n=15): cinco de material rochoso (CR4A-2, CR4J, CR6A-1, CR6B-1 e CR6C-1) e dez de material inconsolidado, das quais, duas são duplicatas (IN1B-2, IN3B-2, IN3B'-2, IN3D-2, IN3E-2, IN5A-1, IN5A'-1, IN6D-1, IN6E-1 e IN6F-1).

A partir da análise das curvas granulométricas observa-se que G3 (figura 26) é bastante parecido com G2 (figura 22), sendo formado também por amostras com textura

bastante grossa, com pelo menos 85% do material nas frações grânulo e areia. As amostras do nível 3 do perfil 02 apresentam os valores mais elevados da fração grânulo.

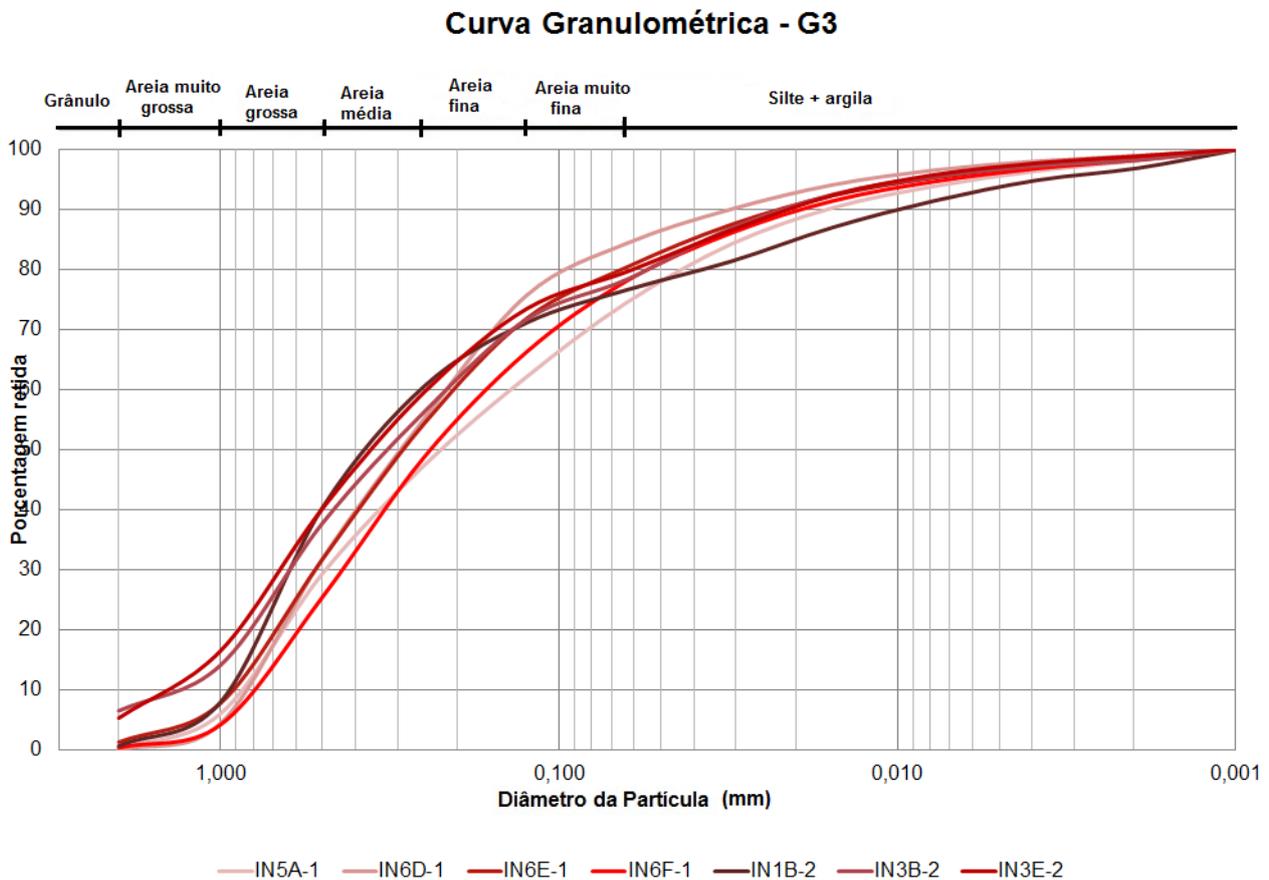


Figura 26 – Curva granulométrica para as amostras do grupo G3 (n = 7).

Os resultados de estatística descritiva para cada óxido/elemento em G3 estão dispostos nas tabelas 20 e 21.

Os dados de concentração mostram valores de assimetria diferentes de zero, indicativo da distribuição não-normal. Em sua maioria, os dados apresentam distribuição assimétrica positiva, apresentando como exceção apenas o K_2O , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , Hf e Th .

Tanto as concentrações dos elementos maiores quanto dos menores apresentam alta variação em seus valores, sendo que o Na_2O , CaO , Cr e Co se destacam por sua heterogeneidade. Apenas o SiO_2 mostrou-se mais homogêneo, tal como no G2.

Para G3, o índice químico de alteração (CIA) apresentou valores de 52 a 74 (tabela 22). A amostra coletada fora do perfil apresentou o menor grau de alteração (CIA = 52).

Tabela 20 – Análise estatística descritiva do G3 para elementos maiores (em %) – (n= 15).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	MgO	TiO ₂	Na ₂ O	CaO
Média	62,51	17,39	7,94	3,36	1,15	0,42	0,60	0,25
Mediana	62,16	17,28	7,91	3,50	1,18	0,41	0,42	0,11
Mínimo	56,17	13,25	4,84	1,13	0,57	0,08	0,18	0,06
Máximo	69,91	22,19	10,51	4,54	1,51	0,67	2,22	1,56
Desvio padrão	3,15	2,37	1,60	0,85	0,23	0,15	0,53	0,40
Assimetria	0,34	0,04	-0,04	-1,19	-1,10	-0,22	2,41	3,01
Coefficiente de variação (CV)	5,03	13,64	20,11	25,21	19,64	35,61	88,93	162,03

Tabela 21 – Análise estatística descritiva do G3 para elementos menores (em mg.kg⁻¹) – (n= 15).

	Mn	U	V	Sc	Co	Rb	Sb	Cs	Hf	Ta	Th	Ba	Cr	La	Ce	Sm	Eu	Yb	Dy	Lu
Média	218,53	10,73	13,73	6,53	22,28	369,35	0,04	7,31	21,11	1,77	63,45	494,11	12,03	163,40	418,07	19,65	2,52	2,38	5,72	0,03
Mediana	194,86	10,16	12,86	6,78	15,20	342,16	0,03	6,76	21,78	1,72	66,72	438,13	13,06	153,97	408,76	17,86	2,41	2,01	5,61	0,03
Mínimo	154,79	5,97	4,40	3,80	7,64	249,37	0,02	4,55	13,53	1,02	42,81	285,49	0,03	86,16	316,16	7,82	1,83	1,23	3,18	0,01
Máximo	390,52	15,95	31,28	9,80	78,93	542,01	0,07	12,97	26,75	3,78	86,17	834,51	33,33	309,98	592,59	32,64	3,78	5,18	10,03	0,07
Desvio Padrão	62,14	3,03	7,73	2,01	21,76	85,44	0,01	2,15	3,65	0,69	13,65	163,79	12,63	64,81	81,72	6,76	0,54	1,25	2,04	0,02
Assimetria	1,75	0,01	1,28	0,25	2,23	0,38	1,72	1,56	-0,67	1,88	-0,18	0,95	0,34	0,90	0,50	0,23	0,94	1,45	0,76	0,93
Coefficiente de variação (CV)	28,44	28,23	56,25	30,74	97,70	23,13	31,82	29,43	17,30	39,28	21,52	33,15	104,94	39,66	19,55	34,42	21,54	52,60	35,60	45,88

Tabela 22 – Tabela com valores de CIA e de Al_2O_3 , $(CaO + Na_2O)$ e K_2O plotados no diagrama A-CN-K.

Amostra	A(%)	CN(%)	K(%)	CIA
CR4J-2	52	24	25	52
IN3B'-2	54	6	41	54
IN3E-2	58	4	38	58
CR6C-1	60	3	38	60
IN3D-2	60	4	36	60
IN3B-2	61	5	34	61
IN-1B-2	61	4	35	61
CR4A-2	64	12	24	64
IN5A'-1	64	2	33	64
CR6B-1	65	3	32	65
IN6F-1	68	3	30	68
CR6A-1	68	2	30	68
IN6D-1	70	2	28	70
IN6E-1	74	2	24	74
IN5A-1	74	2	24	74

As amostras de G3 apresentaram um trend paralelo ao eixo A-K no diagrama triangula A-CN-K (figura 27): os valores de $CaO + Na_2O$ são bastante baixos, variando de 2 a 24%; os de K_2O variam de 24 a 41%; já os de Al_2O_3 variam de 52 a 74%. Além disso, foram observadas duas amostras (as de rocha do perfil 02) que caíram no centro do diagrama, devido aos valores mais elevados de CaO e Na_2O , que são indicativos da presença de plagioclásio nessas amostras, ao contrário dos demais.

G3 é formado, predominantemente, por amostras de material inconsolidado, além de rocha em estágios de alteração bem diferentes (segundo observações de campo), sendo as amostras do perfil 01 as mais friáveis (CR6A-1 > CR6C-1 > CR6B-1). Já em relação ao perfil

02 as amostras são mais resistentes, sendo a amostra CR4A-2 pouco mais alterada do que CR4J.

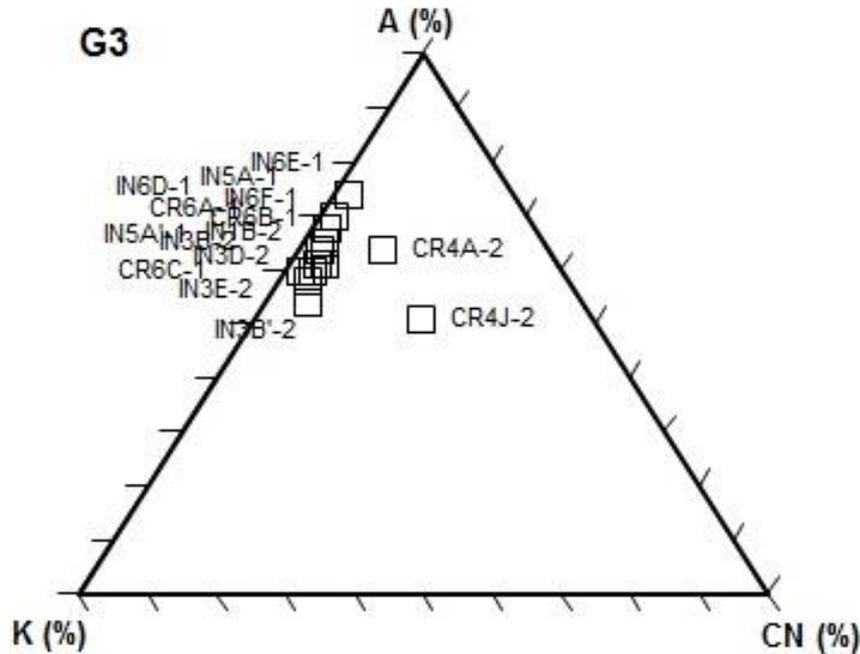


Figura 27 – Diagrama A-CN-K para as amostras de G3.

As análises petrográficas e por DRX mostraram que a composição mineralógica é dada por quartzo, microclina, plagioclásio, biotita, e minerais acessórios como zircão e minerais opacos, além dos secundários.

Além das amostras de rocha do perfil 02 (CR4A-2 e CR4J, que caem no centro do diagrama A-CN-K), as únicas amostras de material inconsolidado que possui pelo menos traços de plagioclásio são a IN1B-2 e IN3D-2. Dessas quatro amostras, apenas a última apresenta traços de caulinita. A maioria das amostras que não possuem plagioclásio apresentam minerais neoformados como argilominerais 2:1, caulinita e gibbsita, sugerindo que se trata de amostras em mais avançado estágio de alteração intempérica.

Quanto às frações mais finas do inconsolidado, através da análise por difração de raio – X das frações silte + argila, foi possível observar a presença de plagioclásio em todas essas amostras. Além do aumento expressivo do conteúdo de caulinita e de gibbsita.

Em G3 foi observado que na fração areia grossa, principalmente nas amostras dos níveis mais próximos aos corestones (amostras IN6D-1, IN6E-1, IN6F-1, IN3B-2, IN3D-2 e

IN3E-2), há um predomínio de fragmentos de rocha. Além disso, nessas amostras se observou uma grande parte da biotita alterada para vermiculita.

A análise dos componentes principais considerando como variáveis: a composição química, a granulometria e o CIA, juntamente com a porcentagem da variância explicada pelos dois fatores extraídos são mostrados na tabela 23 e nas figuras 28.

O primeiro fator contribui com 34,68% e expressa a separação entre as amostras de rocha (prefixo “CR”) das amostras de material inconsolidado (prefixo “IN”); o segundo fator contribui com 15,14%.

O diagrama PCA evidenciou a falta de uma tendência dentro do grupo G3. Observa-se a coexistência de fases indicativas de estágios iniciais e finais de intemperismo (argilominerais 2:1 e gibbsita) tanto em material inconsolidado quanto em material rochoso.

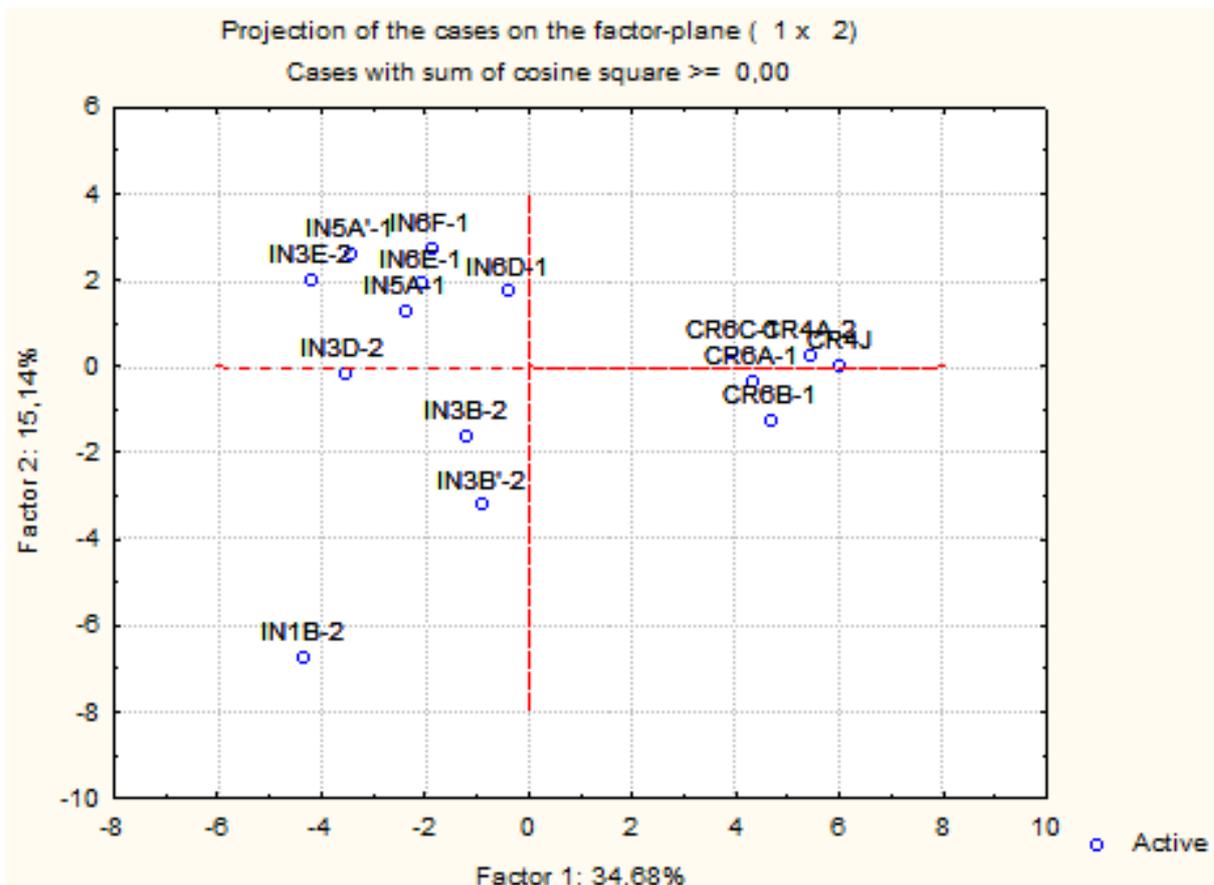


Figura 28 – Análise dos componentes principais (PCA) por casos para amostras de G3 (n= 10).

Tabela 23 – Tabela com a constituição dos fatores principais de G3.

Variável	Fator 1	Fator 2
SiO ₂	0,156	-0,510
Al ₂ O ₃	-0,051	0,062
K ₂ O	-0,229	-0,533
Fe ₂ O ₃	-0,207	0,555
MgO	0,395	-0,354
TiO ₂	0,046	0,588
Na ₂ O	0,536	-0,176
CaO	0,560	-0,012
Mn	-0,189	0,132
U	-0,423	0,574
V	-0,151	0,377
Sc	-0,272	0,447
Co	0,594	-0,064
Rb	0,429	-0,591
Sb	-0,234	-0,854
Cs	-0,142	-0,876
Hf	0,589	0,437
Ta	-0,644	-0,588
Th	0,283	-0,167
Ba	-0,541	-0,278
Cr	0,109	-0,533
La	-0,732	0,321
Ce	-0,170	-0,375
Sm	-0,630	0,352
Eu	-0,048	-0,026
Yb	-0,612	-0,390
Dy	-0,585	0,116
Lu	-0,540	-0,544
CIA	-0,190	0,410
Gr	-0,456	-0,227
AMG	-0,879	-0,067
AG	-0,944	-0,091
AM	-0,914	0,098
AF	-0,846	0,217
AMF	-0,802	0,349
SMG	-0,843	0,185
SG	-0,954	0,018
SM	-0,979	-0,077
SF	-0,955	-0,125
SMF	-0,935	-0,050
Arg	-0,907	-0,289
Variância Total	34,68%	15,14%

4.4.3.4 Grupo 4 (G4)

Grupo formado por nove amostras (n=9), todas de material inconsolidado, das quais, duas são duplicatas (IN3A-1, IN3A'-1, IN3B-1, IN7A-1, IN7B-1, IN7C-1, IN7D-1, IN7D'-1 e IN3A-2). Há apenas uma amostra do perfil 02 nesse grupo.

A partir da análise da curva granulométrica (figura 29) observa-se que G4 apresenta a maior dispersão entre as curvas dentre todos os grupos analisados. As amostras do nível 7 do perfil 01 são constituídas por material, predominantemente, de menor granulometria: IN7A-1e IN7C-1 (extraídas da banda félsica) possuem cerca de 38 e 46% de material fino (frações silte+ argila), respectivamente; já IN7B-1 e IN7D-1 (extraídas da banda máfica) possuem cerca de 31 e 35%, respectivamente. As amostras do nível 3 do perfil 01 (IN3A-1 e IN3B-1) são mais grossas apresentando apenas 15 e 23% de material fino, respectivamente.

Nesse grupo a amostra IN3A-2 se destaca porque além de ser a única amostra do perfil 02 em G4, é a que possui o maior valor de material acima da fração areia fina: 82%. Essa textura mais grossa pode estar associada com o carregamento das partículas mais finas para outras partes do perfil, sugerindo que no perfil 02 está ocorrendo o processo de eluviação.

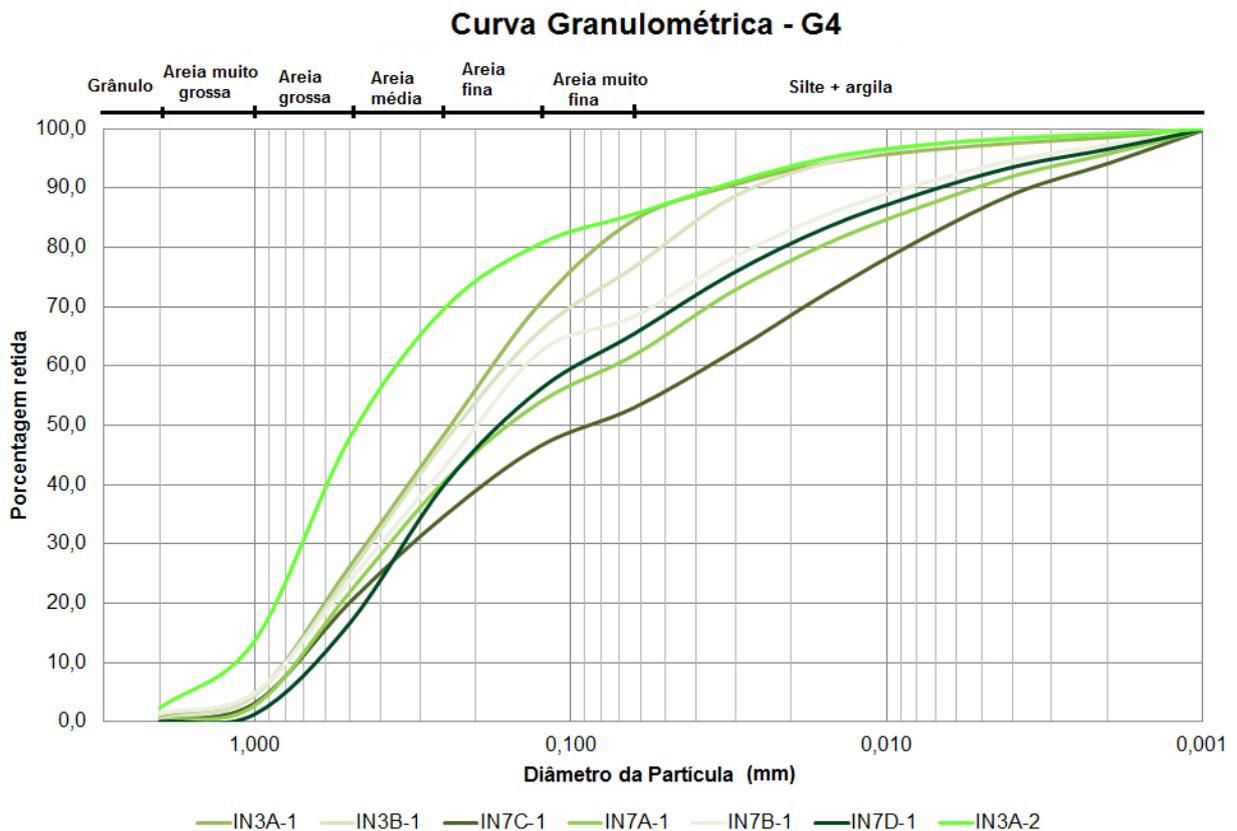


Figura 29 – Curva granulométrica para as amostras do grupo G4 (n = 7).

Os resultados de estatística descritiva para óxido/elemento em G4 estão dispostos nas tabelas 24 e 25.

Os dados de concentração mostram assimetria diferentes de zero, indicativo da distribuição não-normal. Para todos os elementos maiores e a maioria dos menores, essa assimetria é positiva. Apenas para U, Ta, Th, Ba, Eu e Dy a assimetria é negativa.

Assim como as amostras do grupo G3, as concentrações dos elementos maiores e menores apresentam alta variação em seus valores em relação à media, sendo que o Na_2O , CaO, V e Cr se destacam por valores muito acentuados. Apenas o SiO_2 e o Ce, apresentam dados mais homogêneo.

Quanto aos valores de CIA, as amostras desse grupo apresentam os valores mais elevados, variando de 79 a 93 (tabela 26).

Tabela 24 – Análise estatística descritiva do G4 para elementos maiores (em %) – (n= 9).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	MgO	TiO ₂	Na ₂ O	CaO
Média	55,94	24,46	3,51	4,46	1,60	0,59	0,17	0,09
Mediana	56,22	23,47	2,64	4,16	1,51	0,53	0,07	0,02
Mínimo	50,07	18,56	1,72	3,31	1,19	0,44	0,05	0,01
Máximo	63,33	31,04	6,10	6,42	2,32	0,98	0,67	0,40
Desvio padrão	4,72	3,51	1,67	1,06	0,35	0,18	0,20	0,13
Assimetria	0,25	0,37	0,38	0,68	1,14	1,72	2,55	2,18
Coefficiente de variação (CV)	8,43	14,34	47,68	23,83	21,67	29,74	118,75	139,51

Tabela 25 – Análise estatística descritiva do G4 para elementos menores (em mg.kg⁻¹) – (n= 9).

	Mn	U	V	Sc	Co	Rb	Sb	Cs	Hf	Ta	Th	Ba	Cr	La	Ce	Sm	Eu	Yb	Dy	Lu
Média	403,26	12,08	26,49	10,30	15,14	236,17	0,05	9,00	21,95	1,74	58,77	540,48	28,21	191,26	444,41	24,82	2,41	2,94	7,68	0,05
Mediana	312,33	11,77	16,31	9,94	14,78	203,72	0,04	8,17	21,05	1,72	60,67	533,06	19,56	187,27	443,29	23,53	2,35	2,94	8,13	0,05
Mínimo	162,63	6,98	7,58	8,36	10,71	105,54	0,03	6,74	16,99	0,10	45,29	417,38	10,75	146,64	406,19	18,10	1,63	2,24	5,41	0,04
Máximo	747,38	16,55	101,62	13,58	23,18	378,56	0,08	17,16	28,96	2,84	68,14	636,24	114,26	236,94	502,77	31,11	3,03	4,27	8,97	0,07
Desvio Padrão	205,25	2,86	28,99	1,78	4,47	97,03	0,01	3,19	4,42	0,81	9,05	79,25	32,44	30,53	31,75	4,50	0,42	0,63	1,21	0,01
Assimetria	0,51	-0,08	2,70	1,09	1,03	0,06	2,19	2,57	0,59	-0,85	-0,45	-0,34	2,94	0,17	0,41	0,17	-0,34	1,06	-0,83	0,93
Coefficiente de variação (CV)	50,90	23,65	109,44	17,32	29,54	41,09	31,65	35,44	20,15	46,70	15,40	14,66	114,99	15,96	7,15	18,13	17,41	21,40	15,70	21,90

Tabela 26 – Tabela com valores de CIA e de Al_2O_3 , ($CaO + Na_2O$) e K_2O plotados no diagrama A-CN-K.

Amostra	A(%)	CN(%)	K(%)	CIA
IN3A-2	79	5	17	79
IN3B-1	80	1	19	80
IN3A-1	80	2	18	80
IN3A'-1	81	2	18	81
IN7B-1	88	1	11	88
IN7A-1	88	1	11	88
IN7C-1	89	1	10	89
IN7D'-1	93	0	7	93
IN7D-1	93	0	7	93

Em G4, observou-se um trend paralelo ao eixo A-K: com os valores de $CaO + Na_2O$ e K_2O mais baixos dentro todos os grupos (de 0 a 5% e 7 a 19%, respectivamente), já os de Al_2O_3 são os mais elevados (79 a 93%) (figura 30).

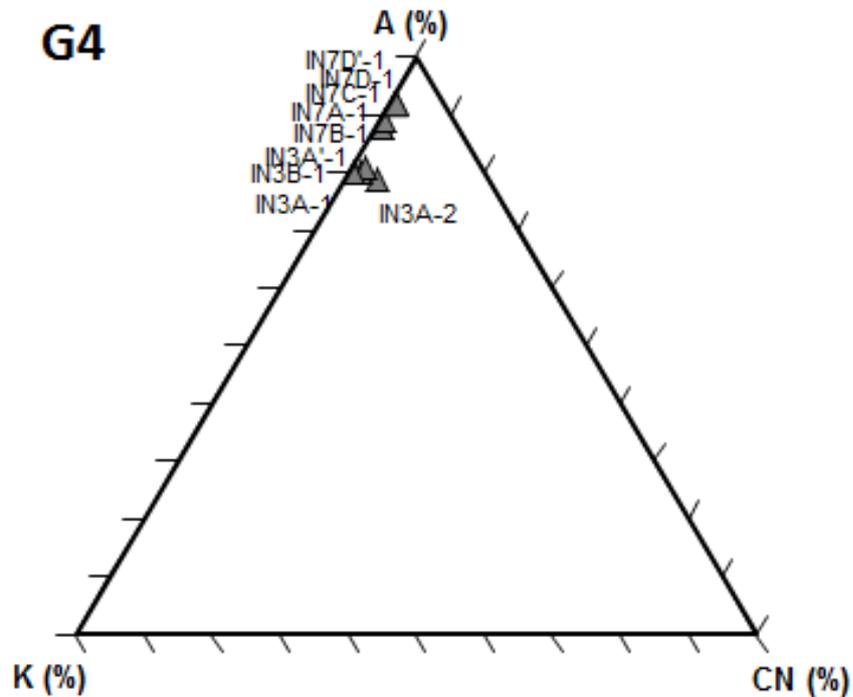


Figura 30 – Diagrama A-CN-K para as amostras de G4.

As análises mineralógicas mostraram que a composição é dada por quartzo, microclina, muito pouco ou nenhum plagioclásio, biotita, e minerais acessórios como zircão e minerais opacos, além dos neoformados. Algumas amostras desse grupo apresentam traços de plagioclásio, juntamente com argilominerais 2:1, caulinita e gibbsita. As amostras do nível 7 do perfil 1 não apresentam traços daquele mineral, nem presença de argilominerais 2:1, sugerindo assim, que os plagioclásios podem ter se transformado totalmente em caulinita, remetendo a ideia de que essas são as amostras mais alteradas dentre os perfis estudados.

A partir da análise por difração de raios – X do material fino (frações silte + argila) pode-se verificar que praticamente desaparecem os feldspatos (plagioclásio e microclina) nas frações mais finas. Entretanto, o conteúdo de caulinita e gibbsita apresenta um aumento.

Quanto à análise dos materiais em lupa foi possível identificar fragmentos de rocha na fração grânulo e muito pouco na fração areia muito grossa. Em todas as frações há um predomínio de quartzo (diferentemente dos outros grupos, em que o predomínio era de feldspato). A biotita aparece geralmente alterada para vermiculita, principalmente nas frações mais finas (areia média e fina).

Nas amostras do nível 7, há grumos de material oxidado, em todas as cinco frações granulométricas. Sugere-se que sejam amorfos, uma vez que não foram identificados pela difração de raios – X.

Quanto à amostra IN3A-2, essa apresenta predomínio de fragmento de rocha até a fração areia grossa e abundância em biotita alterando para vermiculita.

A análise dos componentes principais é mostrada nas figuras 31 e tabela 27. O primeiro fator contribui com 52,19% para a variância observada nos dados. Esse fator reflete a separação entre as amostras mais finas (amostras do nível 7 do perfil 01) e as mais grossas (amostras do nível 3 do perfil 01 e a amostra que se destaca, IN3A-2). O segundo fator contribui com 21,57% para a variância dos dados.

O diagrama PCA mostrou uma falta de tendência dentro do grupo G4. Tal como no G3, observa-se a coexistência de fases indicativas de estágios iniciais e finais de intemperismo (argilominerais 2:1 e gibbsita) no material inconsolidado. Além disso, também foram observadas amostras mais alteradas (segundo o CIA) em que não há a fase indicativa de maior estágio de alteração (gibbsita).

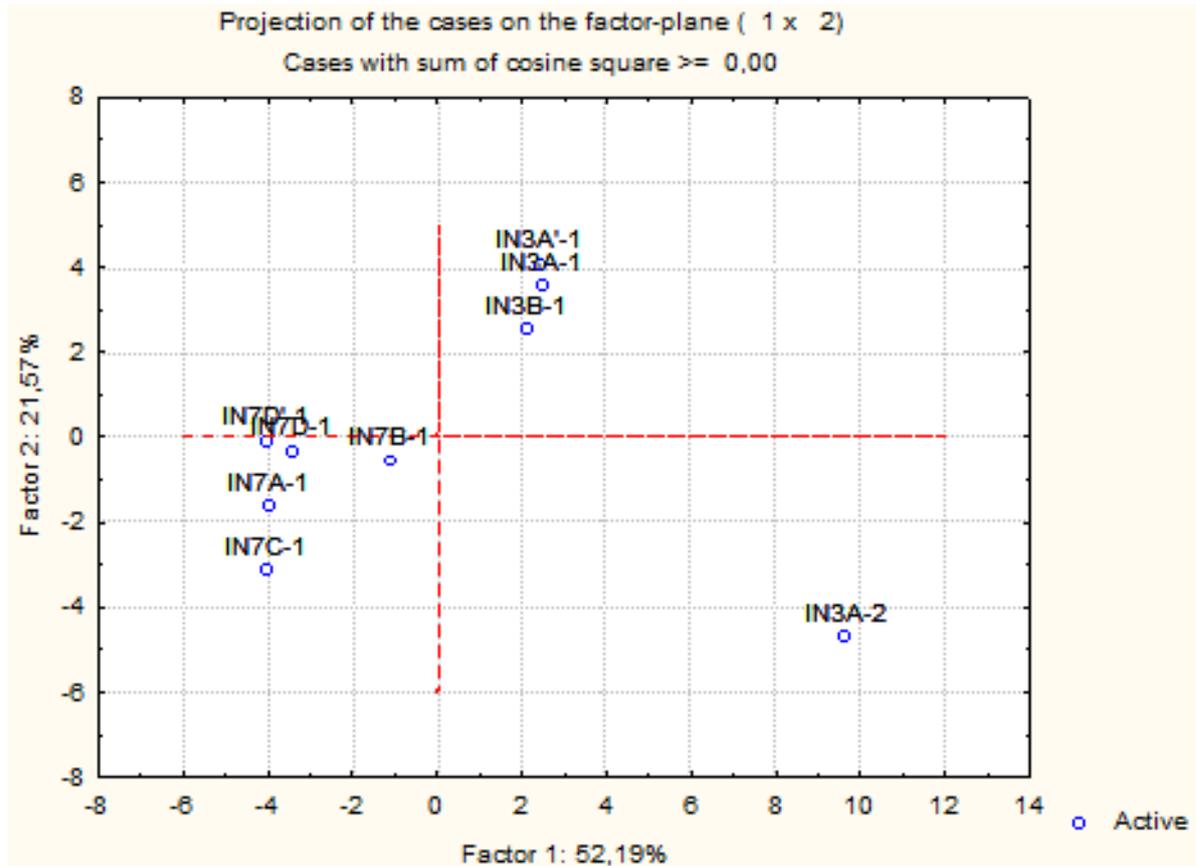


Figura 31 – Análise dos componentes principais (PCA) por casos para amostras de G4 (n= 9).

Tabela 27 – Tabela com a constituição dos fatores principais de G4.

(continua)

Variáveis	Fator 1	Fator 2
SiO ₂	-0,494	-0,643
Al ₂ O ₃	0,446	-0,376
K ₂ O	0,920	0,201
Fe ₂ O ₃	0,985	0,111
MgO	0,847	-0,131
TiO ₂	0,891	-0,234
Na ₂ O	0,922	-0,354
CaO	0,930	-0,257
Mn	0,391	-0,420
U	-0,802	0,223
V	0,798	-0,556
Sc	0,879	-0,096
Co	0,233	-0,640
Rb	0,916	0,193
Sb	0,912	-0,336
Cs	0,846	-0,497

Tabela 27 – Tabela com a constituição dos fatores principais de G4.**(conclusão)**

Variáveis	Fator 1	Fator 2
Hf	0,590	0,779
Ta	0,831	0,106
Th	0,813	0,514
Ba	0,062	0,399
Cr	0,809	-0,540
La	-0,398	-0,630
Ce	-0,141	0,433
Sm	-0,776	0,086
Eu	-0,267	-0,748
Yb	0,709	-0,487
Dy	0,075	-0,375
Lu	0,618	-0,360
CIA	-0,876	-0,301
Gr	0,846	-0,278
AMG	0,905	-0,411
AG	0,939	-0,289
AM	0,337	0,486
AF	0,060	0,936
AMF	0,039	0,932
SMG	-0,703	-0,085
SG	-0,837	-0,484
SM	-0,810	-0,523
SF	-0,824	-0,499
SMF	-0,822	-0,495
Arg	-0,812	-0,471
Variância Total	52,19%	21,57%

4.5 COMPARAÇÃO ENTRE OS GRUPOS

Comparando os quatro grupos observa-se que o primeiro (G1) é formado pelo menor número de amostras (n=4) as quais se mostraram mais atípicas: estrutura maciça, constituídas de material amorfo com altos teores de Fe_2O_3 e Mn e baixos de SiO_2 ; sua mineralogia é basicamente quartzo, mica, microclina, pouco ou nenhum plagioclásio, argilomineral 2:1 e gibbsita. O diagrama A-CN-K, reflete essa mineralogia: seu trend muito próximo ao eixo A-K explica a quase total ausência de plagioclásio. Porém o fato de se tratar de níveis ferro-manganosos não faz sentido classificar esse grupo quanto ao seu grau de alteração.

O segundo grupo é formado por amostras de rocha de material inconsolidado bastante grosseiro; composto por quartzo, microclina, plagioclásio, biotita, pouca caulinita, zircão e minerais opacos. O diagrama A-CN-K mostra as amostras disseminadas, sem um trend definido, refletindo a sua composição mineralógica predominantemente constituída de minerais primários. Tais características indicam que esse grupo é formado pelas amostras em estágio inicial de alteração.

O terceiro grupo (G3) é formado pelo maior número de amostras (n=15), e semelhante ao grupo G2, também é formado por rochas e material inconsolidado bastante grosseiro. Em campo, as rochas mostram-se mais frescas no perfil 02 do que no perfil 01. Nas amostras desse grupo foi possível observar a presença de mais minerais secundários (argilomineral 2:1, caulinita e pouca gibbsita), em comparação com as do grupo G2 onde há apenas caulinita. O diagrama A-CN-K exibe um trend paralelo ao eixo A-K, devido aos baixos valores de CaO e Na₂O. O valor do K₂O, assim como no grupo G2, é intermediário, o que é explicado pela mineralogia: existência de K-feldspato (microclina). Tais aspectos sugerem se tratar de amostras em estágio intermediário de alteração.

O último grupo (G4) é formado por amostras de material inconsolidado com textura predominantemente fina. Nas amostras desse grupo, praticamente não há plagioclásio, já os minerais neoformados aparece com maior frequência: argilominerais 2:1, caulinita e gibbsita. Quanto ao diagrama A-CN-K, elas ocorrem em um trend paralelo ao eixo A-K e bastante próximo ao vértice A. Tal feição é justificada pela a evolução dos processos intempéricos que resulta na destruição progressiva dos plagioclásios e dos K-feldspatos até o ponto em que muito pouco cálcio e sódio permanece no material residual. A continuação desses processos tem como resultado final a remoção das fases que contém potássio fazendo com que esse material seja composto apenas pela parte aluminosa (caulinita e/ou gibbsita), caindo no vértice "A" do diagrama (DEEPTH, 2008), como pode ser observado na figura 32. Dessa forma, entende-se que esse grupo é formado pelas amostras em estágio mais avançado de alteração.

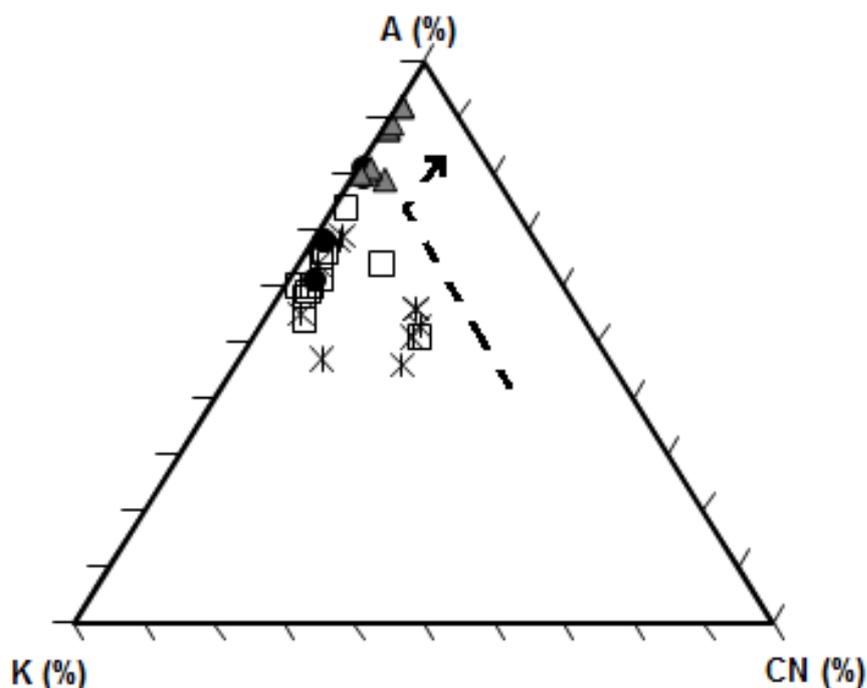


Figura 32 – Diagrama A-CN-K mostrando a tendência das amostras de se aproximar do vértice A.

4.6 ANÁLISE DE MOBILIDADE RELATIVA

A amostra CR4H-2 foi tratada como a amostra de referência, devido às suas características de campo (coletada do centro de um corestone bastante resistente), petrográficas, mineralógicas e químicas indicarem se tratar de uma rocha sã, apesar de não ter apresentado o menor valor de CIA.

Com o objetivo de avaliar a relação da mobilidade relativa (ganhos e perdas) dos elementos e a evolução da alteração, plotou-se os valores de MR(%) versus CIA (anexo 03).

Partindo das indicações de que os grupos de 2 a 4 estão seguindo uma ordem crescente quanto ao grau de alteração do material que os formam ($G2 < G3 < G4$) e que G1 é uma heterogeneidade (física e química) dentro dos perfis, pode-se realizar algumas interpretações sobre o comportamento dos elementos químicos analisados em relação ao avanço do intemperismo.

O grupo G2, apresentou rochas com valores de MR (%) ora maiores e ora menores que zero, sugerindo uma condição enriquecida e depletada, respectivamente, para alguns elementos químicos. Tal situação foi interpretada como uma variação do próprio material rochoso de origem, sendo esse intervalo considerado como valor de “background” e utilizado

para a comparação do comportamento dos elementos químicos ao longo do avanço do intemperismo.

O SiO_2 apresenta enriquecimento relativo ($\text{MR}(\%) > 0$). Tal aspecto está relacionado com a abundância relativa de quartzo nas amostras mais alteradas (grupo G3). Ao longo da evolução intempérica o quartzo é o último mineral a se alterar, persistindo como resíduo pouco solúvel no perfil. Entretanto, a sílica proveniente de outros minerais silicáticos tende a ser removida em solução. Além disso, a formação de minerais neoformados (como os argilominerais 2:1 e a caulinita) pode explicar esse comportamento, uma vez que a formação desses pode se dá na forma de transformação direta ainda na fase sólida, sem a fase de dissolução total que ocorre no caso dos alumino-silicatos (como os feldspatos) (GOLDSHMIDT, 1958). O Al_2O_3 tem comportamento semelhante, como já era esperado. Em condições extremas de alteração, o silício é lixiviado assim como os álcalis, dando origem a hidróxidos de alumínio. Nas amostras estudadas, tal caráter enriquecido reflete-se na composição mineralógica pelo aumento de gibbsita nas amostras que compõe o grupo G3.

Já o Fe_2O_3 , principalmente no grupo G2, tem comportamento variável, sendo que as amostras mais alteradas apresentam enriquecimento. O comportamento do ferro é influenciado pelas condições de oxidação do meio. Meios oxidantes promovem a sua precipitação, enquanto que em meios redutores, esse elemento tende a entrar em solução. A sua liberação está associada com a alteração da biotita, sendo sua mobilidade bastante restrita com redistribuição a curtas distâncias, como visto em lâmina (anexo 01). Observou-se que dentre as amostras de rocha, a CR4E-2 é a que apresenta os maiores teores de Fe, o que é explicado pela sua proximidade com o nível 02.

O comportamento do TiO_2 nas amostras com alteração intermediária (grupo G3) apresenta inicialmente variação compatível com as amostras menos intemperizadas (rochas do grupo 1), porém, com o avanço da alteração, o material começa a se enriquecer nesse elemento. Isso ocorre devido ao fato do titânio está contido na biotita, mineral que nos grupos 3 e 4 aparece alterando-se. Dessa forma, o titânio é liberado para o meio, porém precipita antes de ser transportado (NESBITT et al., 1997), sendo seu enriquecimento aparente devido a perda de outros elementos, como observado por Neumann et al. (2013).

Como já era de se esperar, os álcalis (K_2O , Na_2O e CaO) nas amostras mais alteradas apresentam-se bastante empobrecidos, estando relacionado ao seu comportamento solúvel. O enriquecimento de potássio nas amostras do grupo G3 pode estar relacionado com a presença

de K-feldspato e illita nessas amostras. Esse último mineral não pode ser confirmado pois no DRX o seu pico é semelhante ao da biotita. Já os baixos valores de cálcio e sódio são explicados pela acelerada alteração dos plagioclásios.

Segundo Babechuk et al. (2014), o magnésio segue a ordem de susceptibilidade Na~Ca>Mg>Ba, tendendo então ao empobrecimento em amostras mais alteradas. No entanto, nas amostras estudadas esse comportamento foi oposto: enriquecimento proporcional à alteração. O MgO está contido na biotita, e com o avanço de sua alteração esse elemento permanece no mineral secundário formado (vermiculita).

Mn e U mostraram-se predominantemente empobrecidos (MR(%) <0). Porém algumas amostras dos grupos 3 e 4 mostram enriquecimento peculiar. Tais amostras são IN3E-2 e as da zona máfica do nível 7 (IN7B-1 e IN7D-1), respectivamente. A do perfil 02, foi coletada nas proximidades do nível oxidado (nível 2), enquanto que as do perfil 01 apresentam mosqueados de material oxidado amorfo. A fixação desses elementos pode ser explicada pelas condições oxidantes em que se encontram, onde há troca de elétrons do Mn^{II} para Mn^{IV} e redução do U^{VI} para U^{IV} (GOLDSCHMIDT, 1958; WEIJDEN; WEIJDEN, 1995). De maneira oposta se comportou o vanádio. Esse elemento tende a precipitar em ambientes redutores, o que explica seu empobrecimento nas amostras estudadas.

Quanto ao Rb, esse elemento apresenta enriquecido nas amostras em estágio intermediário de alteração. Tal enriquecimento está associado com o início da alteração da biotita para vermiculita. Esse mineral neoforado apresenta uma elevada capacidade de troca catiônica (VAN OLPHEN, 1963), e o Rb tende entrar preferencialmente na estrutura do argilomineral ao invés de ser removido em solução. Já nas amostras mais alteradas, o rubídio apresenta um empobrecimento estando associado ao aumento da alteração dos K-feldspatos. Segundo Nesbitt et al. (1980), durante a alteração da microclina o rubídio é disponibilizado em solução para o meio em preferência ao potássio.

O Cs, de forma semelhante ao Rb, apresenta enriquecido nas amostras em estágio intermediário de alteração, estando relacionado com a alteração da biotita para a vermiculita. No entanto, diferindo do Rb e do K, nas amostras mais alteradas esse elemento apresenta-se enriquecido. Tal situação sugere a retenção preferencial desse elemento nos argilominerais formados a partir dos K-feldspatos, como a caulinita.

O Hf apresenta o comportamento mais constante dentre os elementos observados. Tal elemento está predominantemente contido no mineral acessório zircão, o qual apresenta

elevada dureza e resistência ao intemperismo (TOLE, 1985). Dessa forma, a não há grandes variações com o avanço do intemperismo. Comportamento análogo apresenta o elemento tântalo (Ta).

O Ba aparece empobrecido nas amostras analisadas. Com o aumento da alteração, os valores de MR(%) parecem constantes. Esse comportamento é explicado pela lixiviação do bário a partir da alteração dos feldspatos alcalinos. Os K-feldspatos são os minerais com maiores concentrações desse elemento (PUCHELT, 1972), e quando alterados passam a disponibilizá-lo em solução para o meio.

O Cr é o único elemento que apresenta valores de MR (%) maiores que zero em todos os grupos. Além do Co e do Sb que apresentam enriquecimento conforme aumenta o grau de alteração do material.

Em relação aos elementos terras raras, observou-se que todos se apresentam predominantemente empobrecidos. Observa-se que os gráficos MR (%) X CIA, esses elementos apresentam-se pouca variação dentro de um dado intervalo, sugerindo sua pouca mobilidade nas amostras dos perfis estudados. A mobilidade desse grupo de elementos está condicionada à dissolução da fase acessória em que estão contidos, com posterior remoção em solução de alguns dos constituintes e redistribuição dentro do perfil intempérico (NESBITT et al., 1980; GALÁN et al., 2007). Nesse trabalho, o mineral acessório que concentra os ETR's é o zircão, o qual se caracteriza pela sua elevada resistência ao intemperismo, justificando, assim, os baixos valores de MR (%) para esses elementos, porém sua correlação com Ba em alguns grupos sugere perda de ETR's a partir da alteração dos feldspatos alcalinos.

Ainda no contexto do empobrecimento dos ETR's, observou-se que os terras raras leves (La, Ce) e o Sm apresentam valores pouco mais elevados, quando comparados aos elementos intermediários e pesados principalmente nas amostras do grupo mais alterado (G3). Tal lixiviação preferencial dos elementos terras raras pesados foi observado por Nesbitt (1979) e Braun et al. (1990, 1993) em seus estudos em rochas ácidas.

5 CONCLUSÃO

A partir da observação de outras cicatrizes na área de estudo, verificou-se que os perfis amostrados são representativos da alteração sobre rochas graníticas e também dos tipos de movimentos de massa (escorregamento) desenvolvidos na região, tendo sido amostrados a superfície de ruptura do escorregamento (perfil 01) e um ponto lateral à superfície de ruptura, escavado a partir da passagem do material movimentado (perfil 02), sendo esses pontos susceptíveis a movimentação se submetidos às mesmas condições do “Megadesastre”.

Em uma análise de campo, o perfil 01 apresentou-se mais friável do que o perfil 02, sugerindo que as amostras do primeiro são mais alteradas do que as do segundo.

A análise estatística multivariada apontou quatro grupos estatísticos: G1, G2, G3 e G4. G1 apresenta o maior grau de dissimilaridade e foi caracterizado como um nível ferro-manganoso. Já a separação dos grupos estatísticos G2, G3 e G4 refletiu o grau de alteração do material e foi baseada na composição mineralógica e na textura do material inconsolidado. As amostras de G2 são as menos alteradas, onde se verificou a presença de plagioclásio (mineral pouco resistente ao intemperismo) e a escassez de minerais secundários, além da estrutura consolidada de algumas amostras (rochas) e textura grossa do material inconsolidado. Os grupos G3 e G4 apresentam fortes similaridades entre si e podem ser considerados como estágios mais avançados da alteração por apresentarem pouco ou nenhum plagioclásio e uma presença maior de minerais secundários. Entretanto, as amostras de G3 apresentam o mineral plagioclásio e o material inconsolidado está em uma granulometria mais grossa. Além disso, uma diferença importante entre esses grupos está na composição mineralógica das frações finas (silte + argila): em G3, foi observado plagioclásio juntamente com caulinita e gibbsita, enquanto que em G4 verificou-se a ausência de feldspatos e presença dos minerais secundários. Isso indica que apesar das similaridades, as amostras em G3 estão em menor estágio de alteração intempérica do que as de G4.

Nesses dois últimos grupos, foi verificada a co-existência de fases, aparentemente fora de equilíbrio: K-feldspato/ Plagioclásio + caulinita + argilomineral 2:1 + gibbsita. Observou-se a alteração direta dos feldspatos para caulinita e para gibbsita, estando este fato relacionado com a boa condição de drenagem do ambiente, confirmando conhecimento da bibliografia sobre o tema, e sugerindo uma evolução não-linear em termos geoquímicos ou mineralógicos partindo dos corestones em direção ao material inconsolidado residual.

Nesse sentido, os aspectos acima abordados sugerem algumas rotas de evolução para as amostras estudadas: partindo das rochas sãs (grupo G2) com o aumento relativo do silício e

lixiviação do cálcio e do sódio, o material sofre desagregação e origina o material inconsolidado observado nesse mesmo grupo. Outra opção é a formação de corestones mais alterados, seguida da desagregação do material, originando materiais inconsolidados (grupos G2 e G3). Com o avanço dos processos intempéricos sobre o material granular, o resultado pode ser o material inconsolidado do grupo G4.

Por outro lado, em condições de enriquecimento em ferro e manganês, e lixiviação da sílica, a alteração da rocha sã (grupo G2) também pode originar um material ferro-manganoso do grupo G1.

Quanto ao índice de alteração, embora o CIA esteja sendo empregado para intemperismo em amostras ígneas de países tropicais, esse índice não se mostrou muito adequado para definir os estágios iniciais de alteração (grupos G2 e G3) das rochas graníticas desse trabalho. Para esses grupos não há uma sequência linear limitando esses estágios de alteração, com amostras de grupos diferentes apresentando o mesmo índice e amostras de material rochoso (corestone) com índice maior do que o material inconsolidado, enquanto que o esperado seria o oposto. Apenas para as amostras em maior estágio de alteração (grupo G4), o CIA mostrou os maiores valores, como era de se esperar.

Este trabalho demonstrou a importância e o grande potencial da associação de diferentes áreas do conhecimento no estudo da evolução dos processos intempéricos e dos seus produtos. Nesse sentido, buscou-se criar um modelo de transformação geoquímica, mineralógica e textural.

Inicialmente a rocha granítica sofre alteração física de forma que o material passa a se desagregar, resultando em material inconsolidado residual, guardando ainda as feições da rocha mãe (como estrutura e textura). Porém pode ocorrer de parte do material rochoso continuar como blocos residuais envoltos em material inconsolidado, os chamados corestones. No momento em que esses corpos rochosos se individualizam, esse perfil de intemperismo passa a ser fonte de blocos, que poderão ser disponibilizados em determinadas condições ambientais (como por exemplo: a acentuada pluviosidade no caso do Megadesastre), refletindo assim na susceptibilidade a movimentos de massa.

Acompanhando os processos físicos surgem os processos químicos, que são responsáveis pela transformação mineralógica no material. Os resultados mineralógicos sugerem algumas rotas de alteração dos minerais primários em rochas de composição granítica: o K-feldspato tende a se alterar, perdendo o potássio e dando origem a caulinita e

gibbsita, enquanto que o plagioclásio, com o avanço do intemperismo, é preferencialmente destruído liberando inicialmente o cálcio e em seguida o sódio resultando no aumento da porosidade da rocha e influenciando sua desagregação. A clorita e parte da caulinita encontrada pode ter tido origem na biotita, porém em sua maior parte, a biotita parece tender a se alterar para vermiculita, mantendo em sua estrutura o magnésio, justificando assim o enriquecimento desse elemento com o aumento da alteração. Já o quartzo e os minerais acessórios (zircão e opacos) são os minerais detrítico do perfil, os quais permanecem nele sem grandes alterações, refletindo na composição química do material residual.

A mobilização e reconcentração de elementos e argilominerais, produtos do intemperismo químico, atuam como heterogeneidades dentro desses perfis de alteração e refletem na susceptibilidade dos mesmos a movimentos de massa.

Dessa forma, os dados obtidos nessa pesquisa confirmam a hipótese de que os perfis de alteração desenvolvidos sobre terrenos graníticos apresentam características químicas e mineralógicas que os classificam como susceptíveis a movimentos de massa, mostrando assim uma inter-relação entre o estudo da evolução geoquímica e mineralógica, e a estabilidade mecânica do material.

6 REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. The system of Continental Rift bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v 48 (supl.), p. 15-26, 1976.
- ALMEIDA, F. F. M. Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, n. 4, p. 349-364, 1977.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 28, n. 2, p. 135-150, 1998.
- AMARAL, C.; FERNANDES, N. Movimentos de massa: uma abordagem conceitual. In: GUERRA, A. J. P. (Org.). **Geomorfologia e o meio ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996.
- AMARAL, C. P. **Escorregamentos no Rio de Janeiro. Inventário, condicionantes geológicas e redução do risco**. Rio de Janeiro, 1997. Tese (Doutorado) – Departamento de Engenharia Civil da Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro – PUC, Rio de Janeiro, 1997.
- ARARIPE, D. R. **Distribuição de elementos terras raras, urânio e tório na bacia de drenagem do rio Itingussú, baía de Sepetiba, R.J.** Niterói, 2005. 195 f. Tese (Doutorado em Geociências - Geoquímica Ambiental) - Departamento de Geoquímica, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2005.
- AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A. L.; LACERDA, W. A.; BECKER, L. B.; MENDONÇA, M. B. Mechanisms of the Recent Catastrophic Landslides in the Mountainous Range of Rio de Janeiro, Brazil. In: WORLD LANDSLIDE FORUM, 2., 2011, Roma. **Anais do The Second World Landslide Forum**. Roma, 2011. p. 1-5.
- BABECHUNK, M. G.; WIDDOWSON, M.; KAMBER, B. S. Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, Índia. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 363, p. 56-75, 2014.
- BAKKE, H. A.; LEITE, A. S. de M.; SILVA, L. B. Estatística Multivariada: Aplicação da Análise Fatorial na Engenharia de Produção. **Revista Gestão Industrial**, Paraná, v. 4, n. 4, p. 01 – 14, 2008.
- BARBOSA, A. L. M.; GROSSI SAD, J. H. Batólito granítico da Serra dos Órgãos, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. In: SBG/CBMM (Eds.). **Contribuição à geologia e petrologia**. Belo Horizonte: SBGM, 1985.
- BELLIDO, A. V. B. **Neutron Activation Analysis of ancient egyptian pottery**. Englands, 1989. 324 f. Thesis. Department of Chemistry, University of Manchester, England, 1989.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; PASSOS, E. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais: intemperismo biológico, pedogênese, laterização, bauxitização e concentração de bens minerais**. Florianópolis: Editora da UFSC, 1994. 425 p.
- BLANCO, C. M. R; MASSAMBANI, O. Processos de intensificação orográfica da precipitação na serra do mar em São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro. **Anais CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA**, 11., Rio de Janeiro, 2000.
- BLOOM, A. L. **Geomorphology: a systematic analysis of late Cenozoic land forms**. New Jersey: Englewood Cliffs, 1978. 510 p.

BODE, P. **Instrumental organization aspects of neutron activation analysis laboratory**. Delft University of Technology, Delft: The Netherlands, 1996. p. 147.

BORGES, R. C. **Caracterização química e radiológica do fosfogesso de Imbituba – SC e aspectos ambientais do uso na recuperação de solos agrícolas**. Niterói, 2011. 188 f. Tese (Doutorado em Geociências - Geoquímica Ambiental) - Programa de Pós – Graduação em Geociências – Geoquímica. Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2011.

BOUMANS, P. Total reflection X-ray fluorescence spectrometry. Proc. of the Third Workshop on TXRF, Vienna, 15-17 May, 1990. **Spectrochim. Acta**, Oxford, v. 46B, p. 1313, 1991.

BRAUN, J. J.; PAGEL, M.; MULLER, J. P.; BILONG, P.; MKHARD, A.; GUILLET, B. Cerium anomalies in lateritic profiles. **Geochim. Cosmochim. Acta**, London, v. 54, p. 781-795, 1990.

BRAUN, J. J.; PAGEL, M.; HERBILLO, A.; ROSEN, C. Mobilization and redistribution of REEs and thorium in a syenitic lateritic profile: a mass balance study. **Geochim. Cosmochim. Acta**, London, v. 57, p. 4419–4434, 1993.

BYRNE, R. H.; LEE, J. H. Comparative yttrium, rare earth elements chemistries in seawater. **Mar. Chemistry**, Amsterdam, v. 44, p. 121-130. 1993.

CARDOSO, V. **Estudo das covariâncias envolvidas no método k0 de análise por ativação neutrônica**. São Paulo, 2011. 131 f. Tese (Doutorado em Ciências na Área de Tecnologia Nuclear - Aplicações) - Instituto de pesquisas energéticas e nucleares, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

CATHARINO, M. G. M. **Análise de Mercúrio e Selênio em materiais biológicos pelo método de análise por ativação com Nêutrons**. São Paulo, 2002. 98 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade de São Paulo, IPEN, São Paulo, 2002.

CHE, V. B.; FONTIJN, K.; ERN, G. G. J.; KERVYN, M.; ELBUR, M.; RANST, E. V.; SUH, C. E. Evaluating the degree of weathering in landslide-prone soils in the humid tropics: the case of Limbe, SW Cameroon. **Geoderma**, Amsterdam, v. 170, p. 378–389, 2012.

CHRISTOFOLETTI, S. R.; THOMAZELLA, H. R.; MORENO, M. M. T.; MASSON, M. R. Utilização da análise estatística multivariada no tratamento de dados aplicados a matérias-primas cerâmicas. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 26, n. 1/2, p. 19-29, 2005.

COELHO NETTO, A. L.; AVELAR, A. S.; SATO, A.; NEGREIROS, A. B.; VIANNA, L. G.; ARAUJO, I. S.; LA CROIX, D.; LIMA, P. H. M.; SILVA, A. P. A.; SILVA, R. P.; BARBOSA, L. S. January 2011: catastrophic landslides at Nova Friburgo municipality. In: **WORLD LANDSLIDE FORUM**, 2., 2011, Roma. **Anais do The Second World Landslide Forum**. Roma, 2011. p. 1-5.

COLMAN, S. M. Rock-weathering rates as functions of time. **Quaternary Research**, v. 15, p. 250–264, 1981.

CONQ, M. **Processus et impacts de la coulée de débris de janvier 2011 dans la vallée du Principe à Térésopolis (Brésil)**. Dissertação (Mestrado em Gestion des Catastrophes et Risques Naturels) – 1ère année Université de Montpellier III, França, 2012.

CORNU, S.; SAADA, A.; BREEZE, D.; GAUTHIER, S.; BARANGER, P. Influence de composés organiques sur l'adsorption de l'arsenic par les kaolinites. **C. R. Acad. Sci.**, Moutrouge, v. 328, p. 649–654, 1999.

DE SOETE, D.; GIDBELS, R.; HOSTE, J. **Nêutron Activation Analysis**. London: Wiley-Interscience, 1972.

DEEPTHY, R. **Clay mineralogical and geochemical studies on the weathering profiles developed on either side of Western Ghats, Marnataka, India**. Puducherry, 2008. Tese (Doutorado em Filosofia e Ciências da Terra) - Departamento de Ciências da Terra da Escola de Física, Química e Ciências aplicadas da Universidade de Puducherry, Puducherry, 2008.

DRM-RJ. Serviço Geológico do Estado do Rio de Janeiro. **Diagnóstico do Megadesastre da Região Serrana, janeiro de 2011**. Rio de Janeiro: DRM, 2011.

DUDDY, I. R. Redistribution and fractionation of rare earth and other elements in a weathering profile. **Chem. Geol.**, Amsterdam, v. 30, p. 363-381, 1980.

DUZGOREN-AYDIN, N. S.; AYDIN, A. Chemical and mineralogical heterogeneities of weathered profiles: implications for landslide investigation. **Natural Hazards and Earth System Science**, v. 6, p. 315–322, 2006.

FÁVARO, D. I. T.; AFONSO, C.; VASCONCELLOS, M. B. A.; COZZOLINO, S. M. F. Determinação de elementos minerais e traços por ativação neutrônica, em refeições servidas no restaurante da Faculdade de Saúde Pública/USP. **Ciência e Tecnologia de Alimentos**, São Paulo, v. 20, n. 2, p. 176-182, 2000.

FEDO, C. M.; NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for palaeoweathering conditions and provenance. **Geology**, Boulder, v. 23, n. 92, p. 1-924, 1995.

FORMOSO, M. L. L.; HARTMANN, L. A.; NARDI, L. V. S. (Orgs.). **Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil**. Rio de Janeiro: CPRM/DNPM/SBGq, 1989. 152 p.

FORMOSO, M. L. L. Some topics on geochemistry of weathering: a review. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 78, n. 4, p. 809-820, 2006.

GALÁN, E.; FERNANDEZ-CALIANI, J. C.; MIRAS, A.; APARICIO, P.; MARQUEZ, M. G. Residence and fractionation of rare earth elements during kaolinization of alkaline peraluminous granites in NW Spain. **Clay Minerals**, London, v. 42, p. 341–352, 2007.

GILMORE, G. R. **Technical report**. England: Universities Research Reactor; University of Manchester, 1983.

GOLDSCHMIDT, V. M. **Geochemistry**, London: Oxford University Press, 1958. 730 p.

GONÇALVES, C. **Aplicação do método de ativação neutrônica à determinação de mercúrio total e outros elementos de interesse em amostras de solo e sedimento da Serra do Navio e bacia do rio Vila Nova, Estado do Amapá**. São Paulo, 1997. 166 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade de São Paulo, IPEN, São Paulo, 1997.

GOUVEIA, M. I.; FIGUEIREDO, L. C. J.; PENA, A.; PEREIRA, J. C.; PRUDENCIO, M. J.; WAERENBORG, J. Behaviour of REE and other trace and major elements during weathering of granitic rocks, Evora, Portugal. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 107, p. 293–296, 1993.

- GRAMANI, M. F.; KANJI, M. A. Inventário de análise das corridas de detritos no Brasil. In: CONFERÊNCIA BRASILEIRA DE ESTABILIDADE DE ENCOSTAS, 3., 2001, Rio de Janeiro. **Anais da Conferência brasileira de estabilidade de encostas**. Rio de Janeiro: ABMS/NRRJ, 2001. p. 53-60.
- GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M. **Estabilidade de taludes naturais e de escavação**. 2. ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1984. p. 194.
- HEILBRON, M.; SOARES, A. C. P.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V. (Org.) et al. **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. 647 p.
- HORBE, A. M. C.; COSTA, M. L. Perfil laterítico mineralizado a Sn, Zr, Th, Nb, Y e ETR (Serra do Madeira - Pitinga - AM): características mineralógicas e evolução geoquímica. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 69, p. 193-210, 1997.
- IAEA. **Practical aspect of operating a neutron activation analysis laboratory**. Vienna: International Atomic Energy Agency. 1996. (IAEA – TECDOC 564).
- IM, C. B.; KOH, S. M; CHANG, H. W.; TAKAGI, T. The geochemical behavior of altered igneous rocks in the Tertiary Gampo Basin, Kyongsang Province, South Korea. **Geochemical Journal**, Tókyo, v. 36, p. 391-407, 2002.
- INFANTI JUNIOR, N.; FORNASARI FILHO, N. Processos de Dinâmica Superficial. In: OLIVEIRA, A. M. S.; BRITO, S. N. A. (Eds.). **Geologia de Engenharia**. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia (ABGE), 1998. p. 131-152.
- IPT. **Ocupação de encostas**. São Paulo: IPT, 1991. 216 p. (Publicação IPT 1831).
- JOHSON, R. A.; WICHERN, D. W. **Applied multivariate statistical analysis**. 3. ed. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1992.
- JUNHO, M. C. B. **Geologia, petrologia e geoquímica preliminar da Granito Teresópolis, RJ**. Rio de Janeiro. 1982. 120 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1982.
- KAUFMANN, A. The ^{232}Th concentration of surface ocean water. **Geochim. Cosmochim. Acta, London**, v. 33, n.7, p. 17-724. 1969.
- LATINI, R. M. **Caracterização, análise e datação de cerâmicas arqueológicas da Bacia Amazônica através de técnicas nucleares**. Niterói, 1998. 162 f. Tese (Doutorado em Geociências - Geoquímica Ambiental) – Programa de Pós – Graduação em Geociências e Geoquímica, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 1998.
- LEMONS, R. C.; SANTOS, R. D. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 3. ed. Campinas: Sociedade Brasileira de Ciencia do Solo. 1996. 84 p.
- LIMA, I. F.; AMARAL, C. Megadesastre`11 da Serra Fluminense: a Corrida de Massa do Vieira, em Teresópolis – Análise preliminar dos mecanismos de propagação. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA E AMBIENTAL, 13., 2011, São Paulo. **Anais do congresso brasileiro de geologia de engenharia e ambiental**. São Paulo, 2011. CD-ROM.
- MALPAS, J.; DUZGOREN-AYDIN, N.S.; AYDIN, A. Behavior of chemical elements during weathering of pyroclastic rocks, Hong Kong. **Environ. Int.**, v. 26, p. 359–368, 2001.

- MC LENNAN, S. M. Weathering and global denudation. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 101, p. 295-303, 1993.
- MELLO, R. C.; VAREJÃO, L. C.; DOURADO, F. Megadesastre '11 da Serra Fluminense: a corrida de massa do Vale do Cuiabá, em Itaipava/Petrópolis –análise preliminar dos condicionantes geológicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA E AMBIENTAL, 13., 2011, São Paulo. **Anais do congresso brasileiro de geologia de engenharia e ambiental**. São Paulo, 2011. CD-ROM.
- MENEZES, A. A.; COSTA, L. M.; MOREAU, A. N. A.; MOREAU, M. S. Interrelações entre a profundidade do solo e o substrato geológico na região Centro-Leste de Minas Gerais. **Revista Ceres**, Viçosa, v. 58, p. 794-801, 2011.
- MEUNIER, A.; CANER, L.; HUBERT, F.; ALBANI, A.; PRÊT, D. The weathering intensity scale (wis): an alternative Approach of the chemical index of alteration (CIA). **American Journal of Science**, New Haven, v. 313, p. 113–143, 2013.
- MOREIRA, E. G. **Preparo e caracterização de um material de referência de mexilhão Perna perna Linnaeus, 1758**. Tese (Doutorado) - Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.
- NASCIMENTO FILHO, V. F. **Técnicas analíticas nucleares de fluorescência de raios X por dispersão de energia (EDXRF) e por reflexão total (TXRF)**. Piracicaba: ESALQ, Departamento de Física e Meteorologia; CENA, 1999. 32 p.
- NESBITT, H. W. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. **Nature**, London, v. 279, p. 206–210, 1979.
- NESBITT, H. W.; MARKOVICS, G.; PRICE, R. C. Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. **Geochim. Cosmochim. Acta**, London, v. 44, p. 1659-1666, 1980.
- NESBITT, H.W.; YOUNG, G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. **Nature**, London, v. 299, p. 715–717, 1982.
- NESBITT, H. W.; MARKOVICS, G. Weathering of the Toorongo Granodiorite, storage of elements in weathering profiles, and genesis of siliciclastic sediments. **Geochim. Cosmochim. Acta**, London, v. 61, n. 8, p. 1653-1670, 1997.
- NEUMANN, M. H.; MEXIAS, A. S.; VIGNOL-LELARGE, M. L.; GOMES, M. E. B.; INDA JR., A. V.; CANER, L.; RENAC, C.; RAMOS, E. F. Estudo da evolução dos processos de alteração supergênica de rocha granítica - Granito Independência - Morro do IPA, Porto Alegre, RS. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 39, n. 3, p. 213-229. 2012.
- OHTA, A.; KAWABE, I. REE (III) adsorption onto Mn dioxide δ -MnO₂ and Fe oxyhydroxide: Ce(III) oxidation by δ -MnO₂. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 65, p. 695– 703, 2001.
- OLIVEIRA, C. V.; KER, J. C.; CURI, N.; DUARTE, M. N.; FONTES, L. E. F. Caracterização de concreções ferro-mangansas de solos de calcáreo no norte do Estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, São Paulo, v. 25, p. 565-574, 2001.
- PAIXÃO, R.; MOTTA, M.; SANTANA, M. Megadesastre '11 da Serra Fluminense: análise preliminar da corrida de massa do córrego d'Antas, em Nova Friburgo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA E AMBIENTAL, 13., 2011, São Paulo.

Anais do congresso brasileiro de geologia de engenharia e ambiental. São Paulo, 2011. CD-ROM.

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

PORTO, C. G. Intemperismo em Regiões Tropicais. In: GUERRA, A. J. T. (Org.). **Geomorfologia e meio ambiente.** Rio de Janeiro: Bertrand, 1996. v. 1, cap 1.

PRICE, J. R.; VELBEL, M. A. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. **Chem. Geol.**, Amsterdam, v. 202, p. 397-416. 2003.

PUCHELT, H. Barium. In: WEDEPOHL, K. H. (Ed.). **Handbook of Geochemistry.** Berlin: Springer-Verlag, 1972.

RODRIGUES, J. G.; AMARAL, C.; TUPINAMBA, M. Megadesastre '11 da Serra Fluminense: a corrida de massa do rio Vieira, em Teresópolis - Análise preliminar dos condicionantes geológicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA E AMBIENTAL, 13., 2011, São Paulo. **Anais do congresso brasileiro de geologia de engenharia e ambiental.** São Paulo, 2011. CD-ROM.

RODRIGUES, J.; TUPINAMBA, M.; AMARAL, C. P. A corrida de massa do rio Vieira em Teresópolis, sudeste do Brasil: caracterização da área-fonte dos sedimentos transportados. **Anuário do Instituto de Geociências**, Rio de Janeiro, v. 35, n. 2, p. 152-164, 2013.

ROSS JR., S. J.; FRANZMEIER, D. P.; ROTH, C. B. Mineralogy and chemistry of manganese oxides in some Indiana soils. **Soil Sci. Soc. Amer. Jour.**, Madison, v. 40, p. 137-143. 1976.

ROGERO, S. O. **Aplicação do método de análise por ativação à determinação de elementos traços em amostras de pulmão.** São Paulo, 1992. 104 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade de São Paulo, IPEN, São Paulo, 1992.

SALOMÃO, F. X. T.; ANTUNES, F. S. Solos em Pedologia. In: OLIVEIRA, A. M. S.; BRITO, S. N. A. (Org.). **Geologia de Engenharia.** São Paulo: ABGE - Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1998, p. 87-99.

SANTOS, J.; MUNITA, C.; VALÉRIO, M.; VERGNE, C. Arqueoestatística aplicada ao estudo composicional de cerâmicas arqueológicas. Canindé - **Revista do Museu de Arqueologia de Xingó**, p. 59. 2007.

SANTOS, W.; VIEIRA, B. C. Influência de fatores topográficos na distribuição de escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar, Cubatão (SP). In: **Simpósio brasileiro de geografia física aplicada**, 13., 2009, Viçosa. ANAIS SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, Viçosa, 2009.

SCHUMM, L. **Dinâmica de evolução de fragmentos de mata atlântica na bacia hidrográfica do rio Paquequer, município de Teresópolis – RJ.** Rio de Janeiro, 2003. 100 f. Monografia (Graduação em Biologia) – Instituto de Biologia Roberto Alcântara Gomes, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2003.

SCHWERTMANN, U.; FANNING, D. S. Iron-manganese concretions in hydrosequences of soils in Loess in Bavaria. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, Wisconsin, v. 40, p. 731-738, 1976.

SELBY, M., **Hillslope materials e processes.** New York: Oxford University Press, 1993.

SHARMA, A.; RAJAMANI, V. Major element, REE and other trace element behaviour in amphibolite weathering under semi-arid conditions in Southern India. **J. Geol.**, Chicago, v.108, p. 487-496, 2000.

SILVEIRA, C. S.; RAMOS, J. A. S. Análise espacial com SIG de parâmetros ambientais e comportamento hidrológico (chuva-vazão) de uma bacia de drenagem montanhosa na Serra dos Órgãos: bacia do Paquequer, município de Teresópolis, RJ. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Uberlândia, v. 8, n. 1, p. 23-34, 2007.

SILVEIRA, C. S.; SOUZA, K. V. Relações hidrológicas entre a pluviosidade e a vazão em uma série temporal (2007-2009) de uma bacia de drenagem de uso misto. **Geociências**, São Paulo, v. 31, n. 3, p. 395-410, 2012.

SOUZA, N. C. D. C.; ZUQUETTE, L. V. Mapeamento geotécnico com base em perfis típicos de alteração para caracterização de unidades de terreno. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, 1991, São Paulo. **Anais do simpósio de geologia do sudeste**. São Paulo: SBG, 1991.

SHUZUI, H. Process of slip-surface development and formation of slip-surface caly in landslides in Tertiary volcanic rock, Japan. **Engineering Geology**, Amsterdam, v. 61, p. 199 – 219, 2001.

TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. (Orgs.). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2000. 568 p.

TOLE, M. P. The kinetics of dissolution of zircon (ZrSiO₄). **Geochim. Cosmochim. Acta**, London, v. 48, p. 453-458, 1985.

TOMINAGA, L. K. Escorregamentos. In: TOMINAGA, L. K.; SANTORO, J.; AMARAL, R. (Org.). **Desastres Naturais: conhecer para prevenir**. 1. ed. São Paulo: Instituto Geológico, 2009. p. 25-38.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; OLIVEIRA, A.; PEREIRA, A. J.; CUNHA, E. R. S. P.; FERNANDES, G. A.; FERREIRA, F. N.; CASTILHO, J. G.; TEIXEIRA, W. Complexo Rio Negro - uma unidade estratigráfica relevante no entendimento da evolução da Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais congresso brasileiro de geologia, 39.**, Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1996, v.6.

TUPINAMBÁ, M. **Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na região serrana do Estado do Rio de Janeiro**. São Paulo, 1999. 221 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1999.

TUPINAMBÁ, M. (Coord.). **Nota explicativa da Folha Nova Friburgo 1:100.000**. Rio de Janeiro: CPRM Serviço Geológico do Brasil, 2011.

UERJ – UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO; IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Estudo Ambiental como Subsídio ao Ordenamento Territorial Através de Análise de Caso: Município de Teresópolis**. Rio de Janeiro: Projeto PADCT Relatório Final, 1999. v. 3.

VAN DER WEIJDEN, C. H.; VAN DER WEIJDEN, R. D. Mobility of major, minor and some redox-sensitive trace elements and rare-earth elements during weathering of four granitoids in Central Portugal. **Chemical Geology**, Amsterdam, n. 125, p. 149-167, 1995.

VAN OPHEN, H. **An Introduction to Clay Colloid Chemistry**. Wiley: [s.n.], 1963.

WALDHERR, F. R.; TUPINAMBÁ, M. Zonas de estrangulamento durante corrida de detritos no Córrego do Príncipe, Teresópolis – RJ. **Revista GeoPUC**, Rio de Janeiro, 2011(no prelo).

WEN, B. P.; DUZGOREN-AYDIN, N. S.; AYDIN, A. Geochemical characteristics of the slip zones of a landslide in granitic saprolite, Hong Kong: implications for their development and microenvironments. **Environmental Geology**, Berlim, v. 47, p. 140–154, 2004.

WHITE, G. N.; DIXON, J. B. Iron and manganese distribution in nodules from a young Texas vertisol. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, Wisconsin, v. 60, p. 1254-1262, 1996.

ZHANG, M.; KARATHANASIS, A. D. Characterization of ironmanganese concretions in Kentucky alfisols with perched water tables. **Clays Clay Miner.**, v. 45, p. 428-439, 1997.

ZUCCHI, O. L. A. D. **Caracterização qualitativa e quantitativa de elementos, pela técnica de fluo-rescência de raios X, em suplementos minerais para animais**. São Paulo, 1994. 175 f. Tese (Doutorado) – Instituto de pesquisas energéticas e nucleares, Comissão nacional de energia nuclear, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

7 ANEXOS

ANEXO 01

Fichas petrográficas

PERFIL 01

Amostra: **CR6A-1**

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Rocha holocristalina, fanerítica, equigranular, de granulação fina, leucocrática, de coloração amarelada. Sua estrutura é maciça e heterogênea, pois parte dela é homogênea e parte exibe uma foliação incipiente. Sua composição mineralógica é dada por: quartzo, feldspato e biotita. Sendo todos esses minerais submilimétricos e subeudrais a anedrais (figura 01).

O quartzo tem coloração cinza amarelado. O feldspato apresenta-se bastante alterado para argilomineral, sendo que por vezes ainda mantém a forma dos cristais. A biotita é marcada por alos de cor ferrugem, indicando sua alteração e exudação do ferro, o que conferem a rocha seu tom amarelado.



Figura 01 – Amostra CR6A-1.

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

A rocha apresenta trama granular, granulação fina e textura xenomórfica. O contato entre os minerais é bastante irregular. Observou-se que a amostra CR6A-1 é a que apresenta maior porosidade secundária, dentre as amostras de rocha do perfil 01.

A parte mais homogênea da amostra – lâmina CR6A-1 (I) – (figura 02) apresenta minerais hipidiomórficos a xenomórficos de: quartzo, cuja abundância é de 35%, extinção

ondulante incipiente; microclina, que é o mineral mais abundante na lâmina (45%), seus cristais são de tamanho variável e frequentemente alterado para mica branca secundária (5%). Essa alteração se dá das bordas para o interior, aproveitando-se das fraturas do cristal. Também é observada microclina pertítica (figura 03); plagioclásio é pouco abundante (<5%), sendo a sua ausência associada a formação da porosidade secundária; biotita (10%) que não apresentam orientação preferencial, comumente aparece associada à mica branca secundária. Feição bastante observada na lâmina é o contato dos minerais com a biotita com cor de ferrugem, indicando a exudação do ferro de sua estrutura cristalina. E como minerais acessórios têm-se: zircão e minerais opacos (<2%).

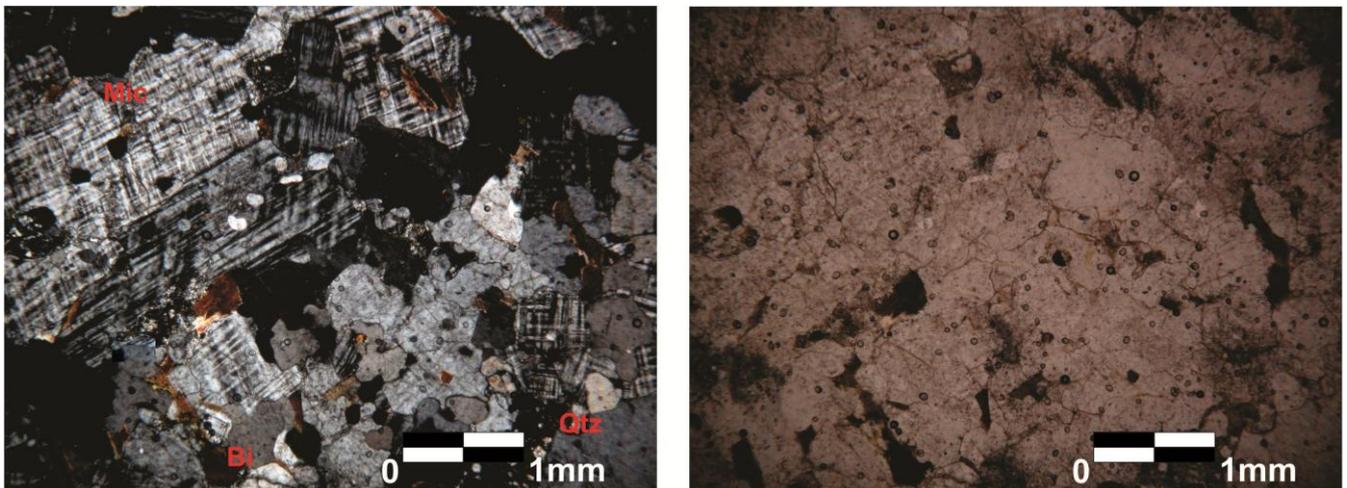


Figura 02 – Amostra CR6A-1 (I). Lente de aumento utilizada: 2,5 X. Mic = microclina; Bi = biotita; Qtz = quartzo.

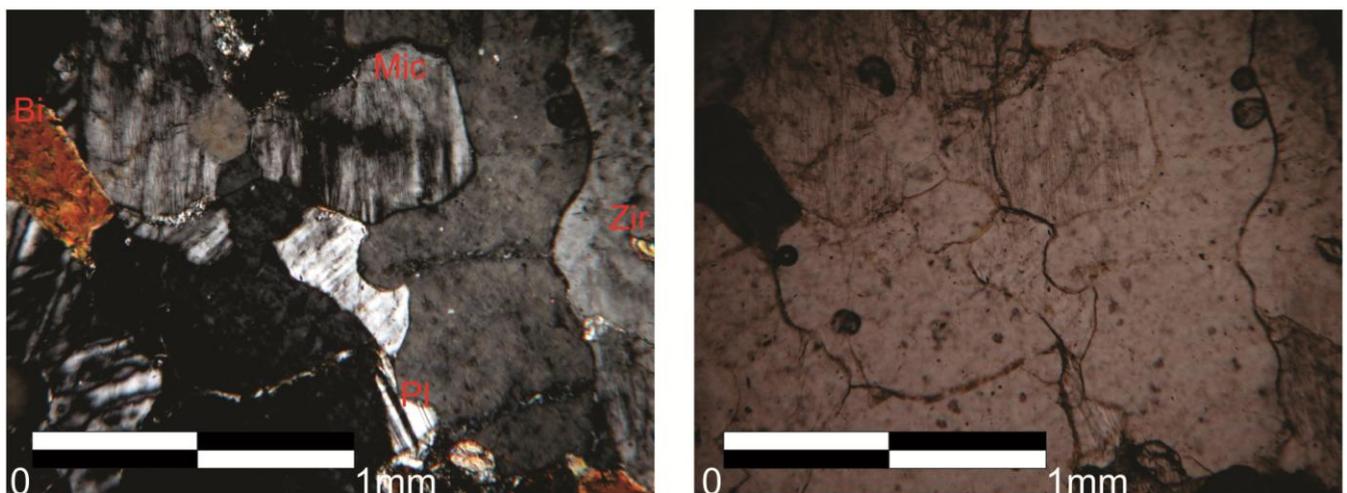


Figura 03 – Amostra CR6A-1 (I): Microclina pertítica com borda alterada para argilomineral. Limite dos minerais apresenta cor de ferrugem indicando a possível liberação do ferro proveniente da biotita. Como mineral acessório é observado zircão. Lente de aumento utilizada: 10X. Mic = microclina; Bi = biotita; Pl = plagioclásio; Zir = zircão.

A parte mais heterogênea da amostra – lâmina POS-01-6A (II) – (figura 04) apresenta foliação incipiente, conferida pela leve orientação das micas. Nessa lâmina os feldspatos apresentaram-se menos alterados do que na lamina anteriormente descrita. A mica branca é a secundária é menos abundante e suas paletas são menores do que as observadas anteriormente.

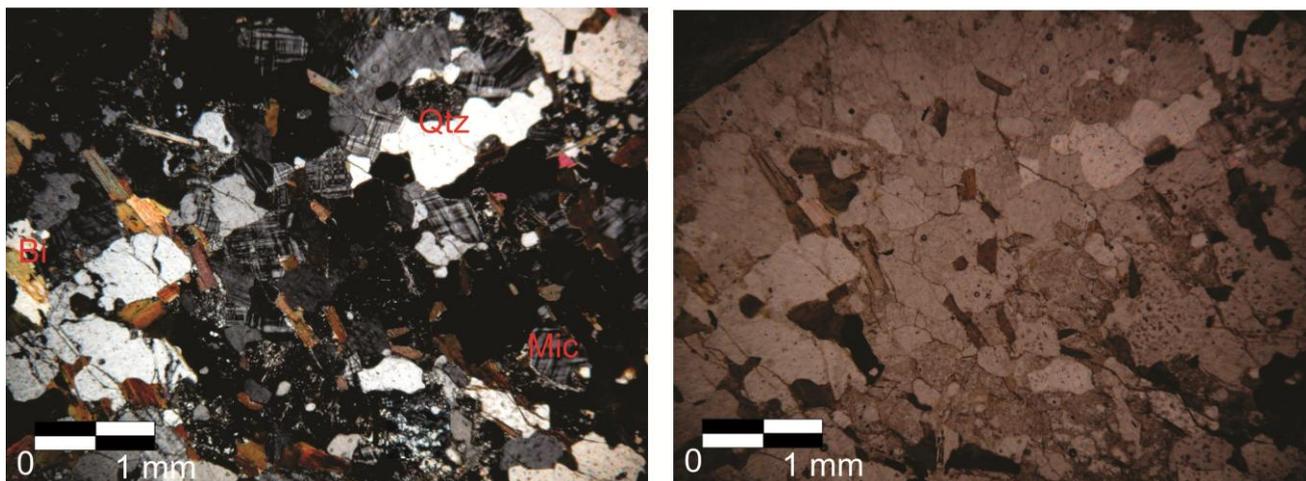


Figura 04 – Amostra CR6A-1 (II): orientação incipiente dos minerais placóides. Lente de aumento utilizada: 2,5 X. Mic = microclina; Bi = biotita; Qtz = quartzo.

Amostra: CR6B-1

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Rocha holocristalina, fanerítica, equigranular, de granulação fina, leucocrática, de coloração amarelada, coberta por material pulverulento de coloração esbranquiçada. Sua estrutura é maciça e homogênea. Sua composição mineralógica é dada por: quartzo, feldspato e biotita. Sendo todos esses minerais submilimétricos e subeudrais a anedrais (figura 05).

O quartzo tem coloração cinza levemente amarelado (diferente da amostra anterior que apresentava coloração mais amarelada). O feldspato apresenta-se bastante alterado para argilomineral, sendo que por vezes mantém a forma dos cristais. A biotita apresenta alos marcantes de cor ferrugem, indicando sua alteração e liberação de ferro que conferem a rocha seu tom levemente amarelado. Não apresenta orientação preferencial.



Figura 05 – Amostra CR6B-1.

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

A amostra CR6B-1 apresenta trama granular, granulação fina e textura xenomórfica – sendo o contato entre os minerais é bastante irregular (figura 06). Quanto a porosidade secundária, entre as amostras do perfil 1 a CR4B-1 é a menos porosa do perfil.

Sua composição mineralógica é dada por quartzo, cuja abundância é de 40%, anedrais; microclina, que é o mineral mais abundante na lâmina (45%), seus cristais são desde subeudrais a anedrais. Por vezes, pode-se observar formação de argilomineral nas bordas e até no centro do mineral, se aproveitando das suas fraturas, sendo a abundância desses minerais a menor dentre as amostras do perfil 1. Também é observada microclina pertítica (figura 07); plagioclásio é pouco abundante (<5%), aparecendo em forma de cristais pequenos e anedrais; biotita (10%), presente, em geral, em forma de paletas que não apresentam orientação preferencial, comumente aparece associada a feições de cor de ferrugem no limite entre os minerais indicando a possível a liberação de ferro de sua estrutura cristalina. Associadas a biotita, foram observadas mica branca secundária e clorita (o a última mais escassa). Como minerais acessórios (<2%) têm-se: zircão e minerais opacos.

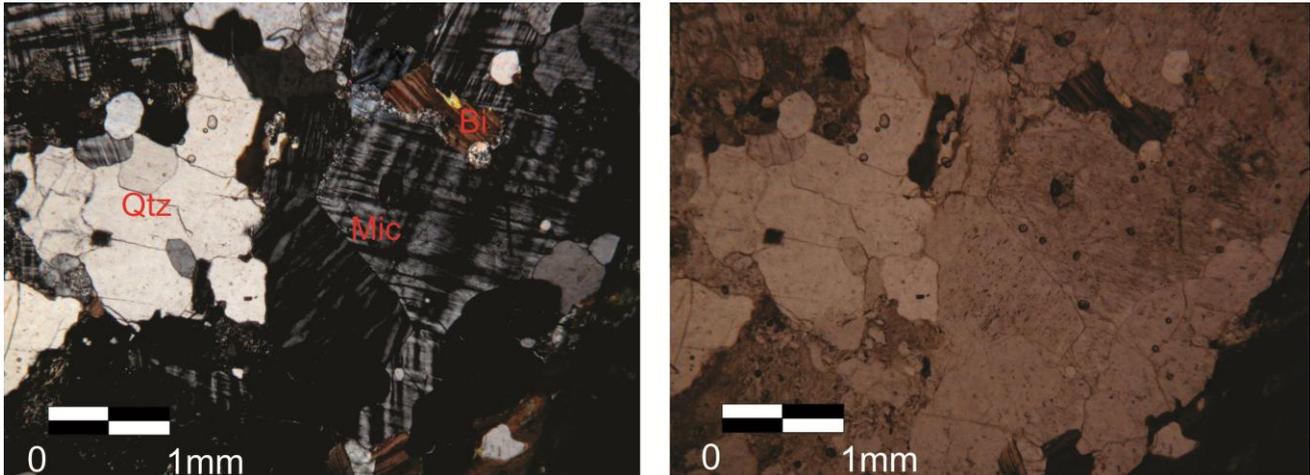


Figura 06 – Amostra CR6B-1. Lente de aumento utilizada: 2,5 X. Mic = microclina; Bi = biotita; Qtz = quartzo.

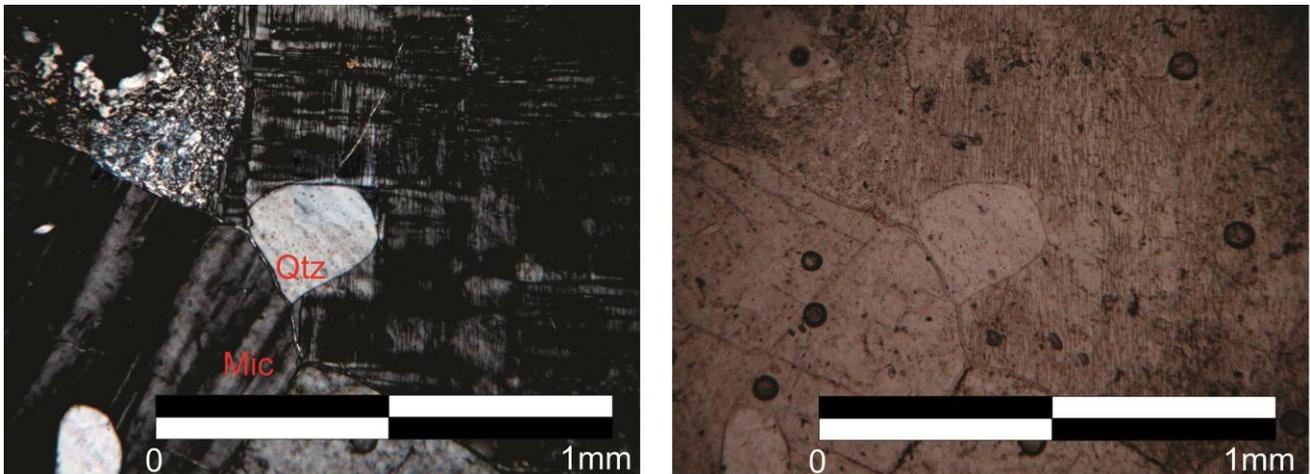


Figura 07- Amostra CR6B-1: Microclina pertítica e não pertítica. Lente de aumento utilizada: 10X. Mic = microclina; Qtz = quartzo.

Amostra: CR6C-1

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Macroscopicamente essa amostra se assemelha bastante a amostra CR6B-1. Rocha holocristalina, fanerítica, equigranular, de granulação fina, leucocrática, de coloração amarelada, coberta por material pulverulento de cor bege. Sua estrutura é maciça e homogênea. Sua composição mineralógica é dada por: quartzo, feldspato e biotita. Sendo todos esses minerais submilimétricos e subeudrais a anedrais (figura 08).

O quartzo tem coloração cinza, sendo que em algumas partes da amostra apresenta-se levemente amarelado. O feldspato está bastante alterado. A biotita não possui orientação

preferencial, e apresenta alos marcantes de cor ferrugem, indicando sua alteração e liberação de ferro que conferem a rocha seu tom levemente amarelado.



Figura 08 – Amostra CR6C-1.

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

A amostra CR6C-1 apresenta granulação fina, sua trama é granular, e textura xenomórfica – contato entre os minerais é bastante irregular (figura 09). Quanto à porosidade secundária, a amostra CR6C-1 é a menos porosa do que CR6A-1 e mais do que CR6B-1.

Sua composição mineralógica é dada por: quartzo (40%), anedrais; microclina, como mineral mais abundante na lâmina (45%), seus cristais são desde subeudrais a anedrais. A presença de argilomineral se dá nas bordas e no centro desse mineral, se aproveitando de suas fraturas. Não foi observado plagioclásio, podendo esse ter se alterado completamente, dando origem a porosidade observada. A biotita (10%), em algumas partes da lâmina se apresenta levemente orientadas. É comum aparecer feições de cor de ferrugem no limite entre os minerais indicando a possível liberação de ferro de sua estrutura cristalina. Como minerais acessórios (<3%) têm-se: zircão, geralmente incluso em biotita, e minerais opacos (figura 10).

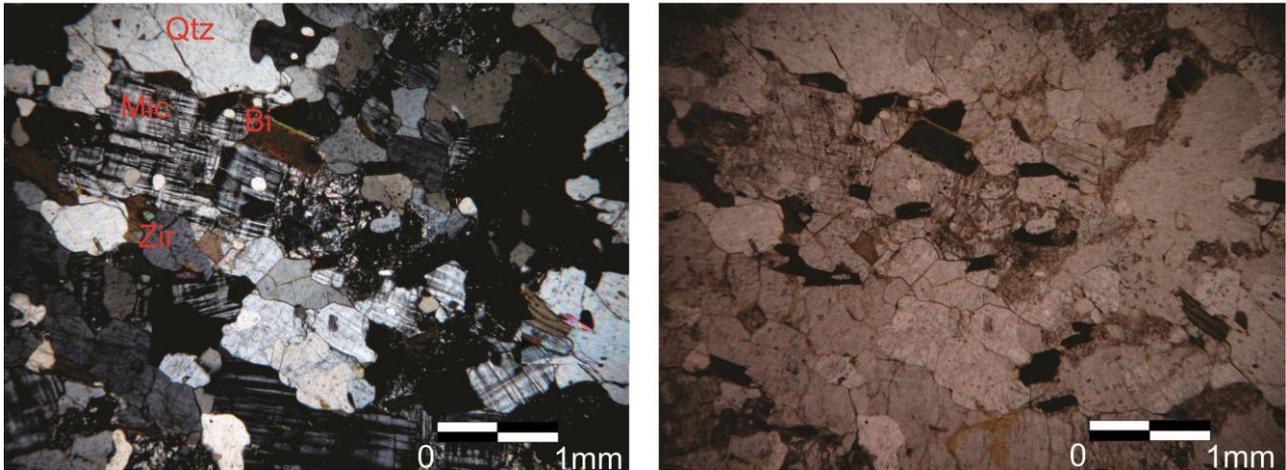


Figura 09 – Amostra CR6C-1. Lente de aumento utilizada: 2,5 X. Mic = microclina; Bi = biotita; Qtz = quartzo; Zir = zircão.

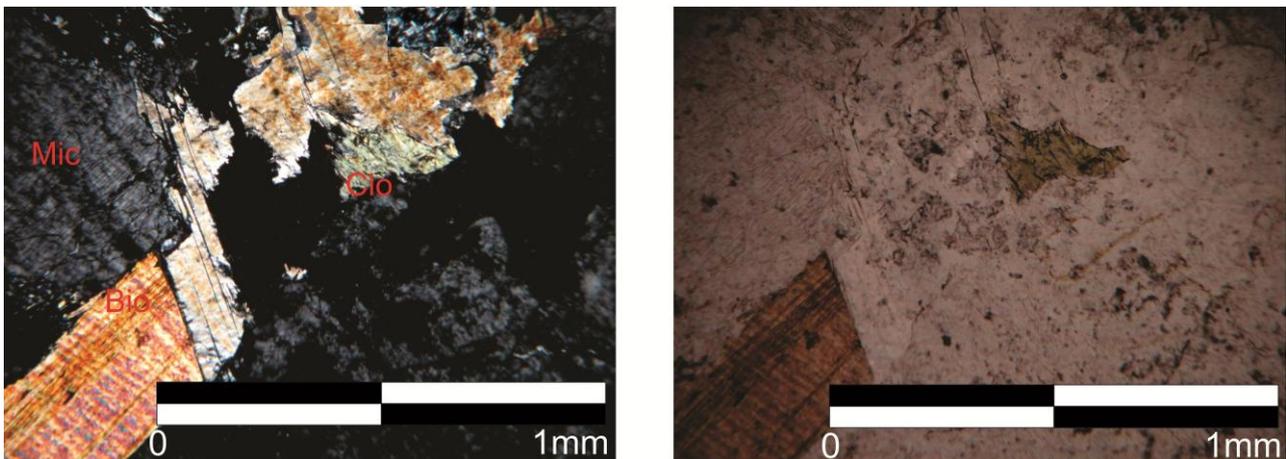


Figura 10 – Amostra CR6C-1. Lente de aumento utilizada: 10 X. Mic = microclina; Bi = biotita; Qtz = quartzo.

PERFIL 02

Amostra: **CR4A-2**

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Amostra com parte anterior e posterior abaulada, com aspecto de lasca de alívio, trata-se da parte mais externa de um corestone do perfil 2, marcado pelo início do processo de esfoliação esferoidal.

Rocha holocristalina, fanerítica, equigranular, de granulação fina, leucocrática, cor caramelo claro. Sua estrutura é maciça e homogênea, sem foliação. Apresenta-se alterada, coberta por material pulverulento. Sua composição mineralógica é dada por: quartzo, com coloração amarelada, indicando a mobilização do ferro, provavelmente proveniente da biotita;

feldspato, com coloração esbranquiçada e aspecto pulverulento, indicando sua alteração para argilomineral, a borda desse mineral apresenta alo amarelado; e biotita. Sendo todos esses minerais submilimétricos e subeudrais a anedrais (figura 11).



Figura 11 – Amostra CR4A-2.

.DESCRIBÇÃO MICROSCÓPICA

A amostra CR4A-2 possui trama granular, homogeneidade, granulação fina e textura xenomórfica. A porosidade secundária é a mais alta dentre as amostras do perfil 2, estando associada, principalmente, à alteração do plagioclásio. Essa é facilmente identificada devido à cor azul conferida pelo uso de impregnação por “azul de seres” na confecção das lâminas delgadas.

Sua composição mineralógica é dada por quartzo, bastante fraturado (fraturas abertas e fechadas) e por vezes apresenta extinção ondulante incipiente; microclina, (que juntamente com o quartzo compreendem cerca de 85% da amostra). Com frequência observa-se a sua alteração para argilomineral, que em lâmina, assemelha-se a muscovitas bastante finas. Quanto ao plagioclásio, sua abundância é baixa (cerca de 5%), e em geral, apresenta-se muito alterado dando origem à porosidade da amostra.

Em relação às micas primárias identificou-se apenas a biotita (10%) que está disseminada na rocha, sem orientação preferencial. Quanto aos minerais acessórios (<1%), observou-se apenas minerais opacos e zircão.

Amostra: **CR4B-2**

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Rocha holocristalina, fanerítica, equigranular, de granulação fina, leucocrática, cor caramelo claro. Sua estrutura é maciça e homogênea, sem foliação. Apresenta-se alterada, coberta por material silte-argiloso esbranquiçado. Sua coloração amarelada tem origem na mobilização do ferro pela biotita, o qual percola por entre os outros minerais, impregnando-os. Sua composição mineralógica é dada por: quartzo; feldspato, com coloração acinzentada no centro e bordas esbranquiçadas e aspecto pulverulento, porém menos do que a amostra CR4A-2, a borda desse mineral apresenta alo amarelado; e biotita em forma de paletas finas sem orientação preferencial, aparece as vezes com coloração levemente dourada, sugerindo uma alteração para vermiculita, e o contato com outros minerais tem coloração amarronzada devido a exudação do ferro. Sendo todos esses minerais submilimétricos e subeudrais a anedrais (figura 12).



Figura 12 – Amostra CR4B-2.

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

A rocha apresenta trama granular, homogeneidade, granulação fina e textura xenomórfica. A porosidade secundária é bem alta, porém menor que a da amostra CR4A-2,

estando associada ao faturamento dos minerais (fraturas abertas), o contato entre os cristais, e principalmente, à alteração do plagioclásio. Essa é facilmente identificada devido à cor azul conferida pelo uso de impregnação por “azul de seres” na confecção das lâminas delgadas.

Sua composição mineralógica é dada por quartzo, com tamanhos variados (chegando a 4 mm), frequentemente bastante fraturado (fraturas abertas e fechadas) e juntamente com a microclina, compreendem aproximadamente 80% da amostra. Com frequência observa-se a sua alteração para argilomineral, que em lâmina, assemelha-se a muscovitas bastante finas. Quanto ao plagioclásio, sua abundância é baixa (cerca de 7%), observa-se cristais com até 2,5 mm, subeudrais, intercrescidos, e em geral, bastante alterado dando origem à porosidade da amostra.

Em relação às micas (10%), a biotita é a principal, apresentando-se em forma de plaquinhas com até 1 mm. Muitas vezes apresenta intrusões de zircão nesse mineral. Quanto aos minerais acessórios (<3%), observou-se apenas minerais opacos, com forma cubica, hexagonal, ou irregular; e zircão.

Amostra: **CR4C-2**

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Amostra pouco alterada. Rocha holocristalina, fanerítica, equigranular, de granulação fina, leucocrática, cor caramelo claro. Sua estrutura é maciça e homogênea, sem foliação. Apresenta-se muito pouco alterada. Sua composição mineralógica é dada por: quartzo, com coloração pouco amarelada; feldspato, com coloração acinzentado no centro e esbranquiçado nas bordas, e início de alteração para argilomineral; e biotita. Sendo todos esses minerais submilimétricos e subeudrais a anedrais.

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

A amostra CR4C-2 apresenta trama granular, granulação fina, estrutura maciça e homogênea, e textura xenomórfica – sendo o contato entre os minerais é bastante irregular. Quanto à porosidade secundária, esta é alta, sendo menor do que a amostra CE4B-2, estando associada ao faturamento dos minerais (fraturas abertas) e, principalmente, à alteração do plagioclásio. Essa é facilmente identificada devido à coloração azulada conferida pelo uso de impregnação por “azul de seres” na confecção das lâminas delgadas. As fraturas, por vezes apresentam-se preenchida com material de coloração marrom, confirmando a percolação de material rico, principalmente em Fe, originado da alteração da biotita.

Sua composição mineralógica é dada por quartzo, frequentemente bastante fraturado (fraturas abertas e fechadas) e juntamente com a microclina, constituem cerca de 70% da amostra. A microclina, nem sempre apresenta a estrutura tartã bem desenvolvida. Algumas vezes, observa-se que sua alteração para argilomineral, que em lâmina, assemelha-se a moscovitas bastante finas. Quanto ao plagioclásio, sua abundância não é alta (cerca de 7%), e em geral, é encontrado bastante alterado, e em forma de “caquinhos” na lâmina, originando a porosidade.

Em relação às micas (10%), a biotita é a principal, apresentando-se em forma de plaquinhas submilimétricas. Muitas vezes é observado que o contato com outros minerais tem coloração marrom, estando associado com a exudação do ferro da estrutura desse mineral. Quanto aos minerais acessórios (<2%), observou-se apenas minerais opacos e zircão.

Amostra: **CR4D-2**

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Amostra com parte anterior e posterior abaulada, semelhante à amostra CR4A-2, trata-se da parte mais externa de um corestone do perfil 2, com aspecto de lasca de alívio, associado ao processo de esfoliação esferoidal.

Rocha holocristalina, fanerítica, equigranular, de granulação fina, leucocrática, cor caramelo claro. Sua estrutura é maciça e homogênea, sem foliação. Apresenta-se alterada, coberta por material pulverulento. Sua composição mineralógica é dada por: quartzo, com coloração amarelada; feldspato, com coloração amarelada e aspecto pulverulento, indicando sua alteração para argilomineral; e biotita. Sendo todos esses minerais submilimétricos e subeudrais a anedrais (figura 13).



Figura 13 – Amostra CR4D-2.

Amostra: **CR4E-2**

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Amostra bastante alterada. Ao manuseá-la solta fragmentos. Rocha holocristalina, fanerítica, equigranular, de granulação fina, leucocrática, coloração variando do amarelo forte ao caramelo escuro. Sua estrutura é maciça e heterogênea. Apresenta-se alterada, coberta por material silte-argiloso amarelado, conferida pela percolação de material rico em óxido de ferro e manganês.

Na amostra, observa-se um nível com cor marrom escuro, com 3 mm de largura que corta transversalmente toda a amostra. Acima dessa faixa o material é mais amarelado e homogêneo. Abaixo, o material é caramelo escuro e heterogêneo com bandas incipientes de tom marrom.

Mineralogicamente é formada por quartzo, com forte coloração amarelada; feldspato, bastante alterado, com aspecto pulverulento, indicando sua alteração para argilomineral, e coloração caramelo; e biotita é escassa e submilimétrica (figura 14).



Figura 14 – Amostra CR4E-2.

Amostra: **CR4F-2**

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Rocha holocristalina, fanerítica, equigranular, de granulação fina, leucocrática, estrutura é maciça e heterogênea, sem foliação, cor caramelo claro na sua parte externa e cinza esbranquiçado na parte interna. O limite entre essas partes é dado por uma linha incipiente de coloração caramelo médio. Seu aspecto de campo sugere se tratar de uma mistura magmática. A composição mineralógica é semelhante nas duas partes, sendo que a interna apresenta uma abundância maior de biotita, as quais aparecem em forma de placas com tamanhos maiores do que as da parte externa. O quartzo é menos abundante que o feldspato, o qual se apresenta bastante pulverulento (figura 15).



Figura 15 – Amostra CR4F-2.

Amostra: **CR4H-2**

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Amostra mais sã do perfil. Rocha holocristalina, fanerítica, equigranular, de granulação fina, leucocrática, cor caramelo claro. Sua estrutura é maciça e homogênea, sem foliação. Apresenta-se praticamente sem alteração. Sua composição mineralógica é dada por: quartzo, com coloração pouco amarelada; feldspato, com coloração acinzentado; e biotita. Sendo todos esses minerais submilimétricos e subeudrais a anedrais (figura 16).

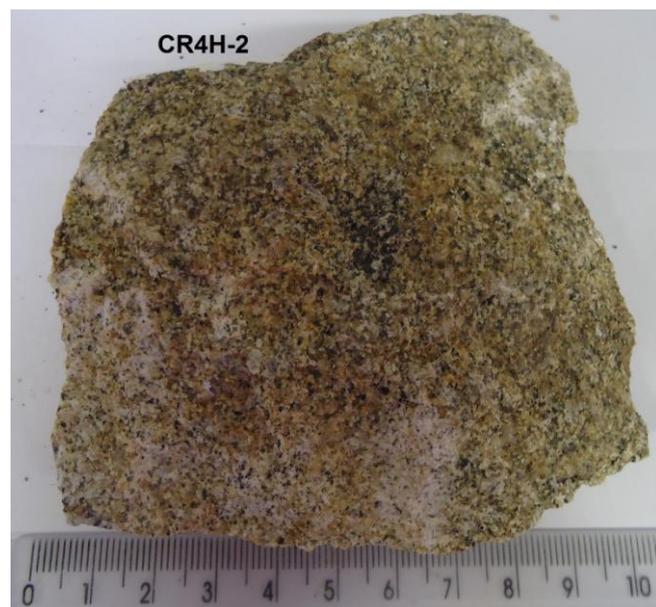


Figura 16 – Amostra CR4H-2.

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

A amostra CR4H-2 apresenta trama granular, granulação fina e textura xenomórfica. É a amostra do perfil 2 com menor porosidade secundária e formação de argilominerais.

Sua composição mineralógica é dada predominantemente por quartzo e microclina (85%); o plagioclásio é escasso (<5%), o que é um dos fatores que explicam a baixa porosidade da amostra; a biotita (10%) aparece disseminada na amostra, sem orientação preferencial; e como minerais acessórios têm-se: zircão e minerais opacos.

Amostra: **CR4I-2**

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Rocha holocristalina, fanerítica, equigranular, de granulação fina, leucocrática, cor caramelo claro a médio. Sua estrutura é maciça e sem foliação. Sua capa externa tem coloração alaranjada e é marcada por grumos milimétricos de minerais máficos. Sua parte interna é homogênea e sem grupos, semelhante a CR4B-2, porém com aspecto menos pulverulento.

Sua composição mineralógica é dada por: quartzo, com coloração amarelas incipiente; feldspato, pouco alterado e com coloração esbranquiçada; e biotita em forma de paletas finas sem orientação preferencial, o contato com outros minerais tem coloração amarronzada devido a exudação do ferro. Sendo todos esses minerais submilimétricos e subeudrais a anedrais (figura 17).



Figura 17 – Amostra CR4I-2.

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

A amostra CR4I-2 apresenta trama granular, granulação fina e textura xenomórfica. Quanto a porosidade secundária e a conectividade entre os poros são bem baixa (porém maior que a da amostra CR4H-2).

Sua composição mineralógica é dada por quartzo (40%), bastante fraturado; microclina, que é o mineral mais abundante na lâmina (42%), e aparece pouco alterado para argilomineral, (o qual se assemelha a moscovita bastante finas). Quanto ao plagioclásio, sua abundância é baixa (<5%), e em geral, é encontrado bastante alterado, e em forma de “caquinhos” na lâmina, dando origem a porosidade. A biotita (10%), em geral, apresenta-se disseminada na amostra, orientação preferencial. Comumente aparece associada a feições de cor de ferrugem no limite entre os minerais indicando a liberação de ferro de sua estrutura cristalina. Quanto aos minerais acessórios (<3%) têm-se: zircão e minerais opacos.

Amostra: **CR4J**

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Amostra coletada fora dos perfis, na área de estudo. É a mais sã dentre as coletadas. Rocha holocristalina, fanerítica, equigranular, de granulação fina, leucocrática, cor cinza. Sua estrutura é maciça e homogênea, sem foliação. Apresenta-se praticamente sem alteração. Sua composição mineralógica é dada por: quartzo, leitoso a translúcido; feldspato, com coloração acinzentado; e biotita em forma de plaquinhas disseminadas na rocha. Esses minerais são submilimétricos e subeudrais a anedrais.

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

A rocha em lâmina apresenta trama granular, é homogênea, com granulação fina e textura xenomórfica – sendo o contato entre os minerais é bastante irregular. Seus minerais são subeudrais a anedrais e não apresentam orientação preferencial. Não há porosidade secundária nessa amostra (figura 18).

O quartzo e a microclina são os minerais mais abundantes da rocha (35 e 40%, respectivamente). Não há evidências de alteração da microclina. O plagioclásio (10%), poucas vezes aparece levemente alterado para argilominerais, com material fino, com aspecto pulverulento, nas bordas e até mesmo dentro do mineral, aproveitando-se de suas fraturas. Foram observadas feições mimerquíticas no contato entre o k-feldspato e o plagioclásio.

Em relação aos minerais do grupo da mica (cerca de 13%), observaram-se biotita, em forma de paletas disseminadas na amostra. Sua coloração varia de marrom escuro a amarelo fraco. Raras vezes foi observada a cloritização da biotita. .

Como minerais acessórios (2%), observou-se minerais opacos, com forma cúbica, alongada ou as vezes, irregular; zircão, muitas vezes incluso em feldspatos e na biotita, onde forma alos pleocróicos.

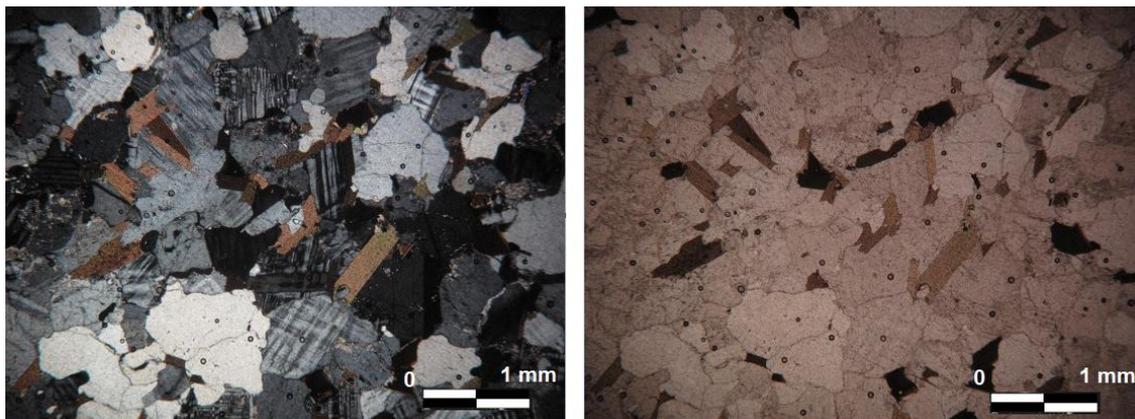


Figura 18 – Amostra CR4J. Lente de aumento utilizada: 2,5 X.

ANEXO 02

ANEXO 03

Gráficos Mobilidade Relativa (MR %) X CIA

