UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas
Departamento de Geografia
Programa de Pós-Graduação em Geografia Física
Linha de Pesquisa: Estudos Interdisciplinares em Pedologia e
Geomorfologia

CAMILA BERTAGLIA CAROU

*Mineralogia do Granito Itaóca e sua relação com a suscetibilidade a escorregamentos
rasos da bacia do Rio Gurutuba*

*(Itaóca Granite mineralogy and its relationship with landslides susceptibility of the
Gurutuba River basin)*

Dissertação de Mestrado
Versão Corrigida

São Paulo
2019

CAMILA BERTAGLIA CAROU

Versão Corrigida

*Mineralogia do Granito Itaóca e sua relação com a suscetibilidade a escorregamentos rasos da
bacia do Rio Gurutuba*

Dissertação de Mestrado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Mestra em Ciências.

Linha de Pesquisa: Estudos Interdisciplinares em Pedologia e Geomorfologia.

Agência de fomento: Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).

Programa Novos Talentos – Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo (IPT)

Orientadora: Profa. Dra. Bianca Carvalho Vieira.

Coorientadora: Profa. Dra. Sheila Aparecida Correia Furquim

São Paulo

2019

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Catálogo na Publicação
Serviço de Biblioteca e Documentação
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo

Cm Carou, Camila Bertaglia
Mineralogia do Granito Itaóca e sua relação com a suscetibilidade a escorregamentos rasos da bacia do Rio Gurutuba / Camila Bertaglia Carou ; orientador Bianca Carvalho Vieira. - São Paulo, 2019.
165 f.

Dissertação (Mestrado)- Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo. Departamento de Geografia. Área de concentração: Geografia Física.

1. Movimentos de Massa. 2. Itaóca. 3. Filossilicatos. 4. Caulinita. 5. Esmectita. I. Vieira, Bianca Carvalho , orient. II. Título.

ENTREGA DO EXEMPLAR CORRIGIDO DA DISSERTAÇÃO/TESE

Termo de Ciência e Concordância do (a) orientador (a)

Nome do (a) aluno (a): Camila Bertaglia Carou

Data da defesa: 10/10/2019

Nome do Prof. (a) orientador (a): Bianca Carvalho Vieira

Nos termos da legislação vigente, declaro **ESTAR CIENTE** do conteúdo deste **EXEMPLAR CORRIGIDO** elaborado em atenção às sugestões dos membros da comissão Julgadora na sessão de defesa do trabalho, manifestando-me **plenamente favorável** ao seu encaminhamento e publicação no **Portal Digital de Teses da USP**.

São Paulo, _10___/_12___/_2019_____

(Assinatura do (a) orientador (a))

Camila Bertaglia Carou

***Mineralogia do Granito Itaóca e sua relação com a suscetibilidade a escorregamentos
rasos da bacia do Rio Gurutuba***

Dissertação de Mestrado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Mestra em Ciências.

Banca Examinadora

Prof^ª. Dr^ª. Bianca Carvalho Vieira (orientadora)

Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo

Prof. Dr. Fábio Augusto Gomes Vieira Reis

Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (*campus* Rio Claro)

Prof. Dr. Fábio Soares de Oliveira

Universidade Federal de Minas Gerais

Prof. Dr. Fernando Nadal Junqueira Villela

Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo

Foto da capa:
Alteração de Feldspato observada em microscópio eletrônico de varredura. (A) Feldspato em estágio inicial de alteração; (B) Feldspato em estágio intermediário de alteração.

Foto: Autora (2019)

Dedicatória

Aos meus pais, Isabel e Fernando, por todo amor e apoio emocional e financeiro.

Ao meu padrinho, Claudio, por todo incentivo.

A minha vó, Dirce, por toda torcida.

AGRADECIMENTOS

Só quem desenvolve uma pesquisa de mestrado ou doutorado sabe o quanto esse caminho é tortuoso, árduo e solitário, ainda mais em um cenário nacional que não valoriza a ciência. Mas muitas vezes encontramos pessoas que, direta ou indiretamente, contribuem com nosso crescimento pessoal e profissional, tornando esse caminho um pouco mais leve.

Primeiramente gostaria de agradecer às minhas orientadoras, Profa. Dra. Bianca Carvalho Vieira e Profa. Dra. Sheila Aparecida Correia Furquim. À primeira agradeço por me acolher bem sem me conhecer, acreditar em meu trabalho e por fornecer diversas oportunidades ao longo do mestrado. À segunda agradeço por acreditar em meu trabalho, aceitar a co-orientação, mesmo com ele já em andamento, e por todo suporte laboratorial, em gabinete e por todos os incentivos. E ao meu orientador do programa Novos Talentos, MSc. Marcelo Fischer Gramani, que acompanho desde 2014 em meu estágio no IPT, agradeço por contribuir grandemente com meu olhar clínico aos materiais e ao meu pensamento interdisciplinar. Sem vocês três esse caminho teria sido muito mais difícil. Minha eterna gratidão!

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo financiamento dessa pesquisa. E ao Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo (IPT) pela concessão de bolsa do Programa Novos Talentos, com apoio técnico e estrutural para o desenvolvimento dessa dissertação. Agradeço diretamente Luciana Mishima e Gisele Uchida, do CRH-IPT, pelas ajudas institucionais ao decorrer do contrato de Novos Talentos.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física (PPGF – USP) e à Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas (FFLCH – USP) pelos auxílios financeiros em trabalhos de campo e eventos nacionais e internacionais.

À Prefeitura de Itaóca-SP pela disponibilidade e fornecimento de dados necessários a esta pesquisa. Assim como agradeço aos moradores de Itaóca por toda a receptibilidade e relatos que contribuíram com o enriquecimento de dados, em especial ao Sr. Antenor, morador do Bairro Lageado, que forneceu riquíssimos detalhes acerca do evento de 2014. Esse trabalho também é para vocês!

Ao Engenheiro Químico Sérgio Soares de Lima e ao Técnico Químico Jilson Cardoso por todo suporte às minhas análises de DRX. E ao Químico Dr. Raphael Rodrigues e Química Kátia Mieko pelo suporte à obtenção de imagens do MEV e dados EDS.

Aos amigos e integrantes do Grupo Nostradamos, pelas ricas contribuições em pedologia nas reuniões semanais e às discussões de meus resultados. Agradeço especialmente ao Prof. Dr. José Pereira de Queiroz Neto, pelas sábias palavras que me fizeram, por vezes, refletir em um único assunto por horas; Dr. Marcos Roberto Pinheiro, pelo suporte laboratorial, ajudas e conversas em meus dias no Laboped; e ao Prof. Dr. Fernando Nadal Junqueira Villela, pelas incontáveis contribuições ao longo de minha formação profissional (desde o início lá na UFSCar), às diversas ajudas, oportunidades e conselhos.

Aos amigos do IPT, Eng. Civil Marcos Jorgino Blanco, Eng. Ambiental Caio Pompeu Cavallieri, Oceanógrafa Larissa Felicidade Werkhauser Demarco e Geólogo Agostinho Tadashi Ogura, pela parceria em projetos do instituto, pelas discussões científicas e por ampliarem minha visão interdisciplinar.

Aos amigos: Mestrando Thiago Tavares Vidoca do Nascimento, pelos inúmeros ensinamentos e ajudas no laboratório, assim como pelas incontáveis risadas entre um ensaio e outro; Doutoranda Jéssica Rafaela da Costa, pelos diversos conselhos e dicas acadêmicas e também por ser meus olhos no laboratório quando eu não estava presente, vigiando minhas amostras; Mestranda Rebeca Durço Coelho, pelo auxílio na coleta das amostras e discussões sobre pedologia; Dr. Yuri Veneziani, pelo auxílio no reconhecimento da área em meu primeiro trabalho de campo à Itaóca e na digitalização de minha figura síntese; Graduanda em Geografia Ana Luiza Alcalde de Jesus, pelas discussões e incentivo; Às irmãs Dias, Doutoranda Vivian Cristina e Doutoranda Helen Cristina, por todo suporte e amizade.; Mestre Maria Rita Pelegrin de Oliveira e Doutoranda Juliana da Costa Mantovani por toda amizade, discussões geomorfológicas e apoio emocional; e, por fim, à Geógrafa MSc Laura Leite de Carvalho, Geógrafa Daniele Pereira Costa e Geógrafa Taís Cristina Correia Cardoso pela amizade, carinho e força desde o início da graduação.

A toda a minha família, vó, tio(a)s e primo(a)s por toda amor, torcida e entusiasmo em ter a primeira mestra da família.

Ao Pingo, pelo amor e companheirismo incondicionais.

E, por fim, aos meus pais, Isabel e Fernando, pelo imensurável suporte emocional e financeiro ao longo desses anos. Obrigada por toda torcida e amor que me deram forças para concluir essa etapa!

Muito obrigada!

“Learning is an experience. Everything else is just information”

Albert Einstein

RESUMO

Os escorregamentos ocorridos na bacia do rio Gurutuba, localizada no Maciço Granitóide Itaóca, cidade homônima, estado de São Paulo, foram estudados neste trabalho a partir da perspectiva mineralógica. Isso porque, dentre as possíveis análises dos fatores condicionantes de escorregamentos, a análise mineralógica, focando na diferença de coesão, atrito, dilatação, poro-pressão, peso do solo e limite de liquidez de argilominerais, fornece respaldo para entender o comportamento da massa e sua relação com a ruptura do processo. Assim, o objetivo foi identificar a mineralogia primária e secundária do solo a fim de correlacionar suas propriedades físico-químicas com a suscetibilidade a escorregamentos rasos. Primeiramente, foi realizado um inventário de cicatrizes para escolha de uma cicatriz amostral por meio de parâmetros morfológicos. O inventário, e sua validação em campo, demonstrou que os escorregamentos deflagrados são do tipo planar ou escorregamento raso. Com base nisso, duas trincheiras e duas tradagens foram alocados em uma cicatriz amostral a fim de correlacionar a ruptura com os horizontes pedológicos desse Neossolo Litólico e sua respectiva mineralogia. Para uma melhor análise da fração argila, a mesma foi separada da amostra total de TFSA por meio de centrifugações com inserção de solução de Na_2CO_3 , e depois identificada e semi-quantificada por meio de DRX (radiação $\text{Cu-K}\alpha$). Além disso, análises de DRX solo total, MEV-EDS (recobrimento de carbono), morfoscopia e granulometria foram realizadas em laboratório. Os resultados indicaram que a mineralogia primária é composta de feldspatos sódicos e potássicos, quartzo, biotitas e hornblenda. Já a secundária é composta por caulinita, esmectita, vermiculita, illita e hidrobiotita de argilominerais e goethita e hematita de óxidos. A semi-quantificação indicou que os argilominerais mais abundantes são caulinita e hidrobiotita, contudo, o grupo das esmectitas, especificamente, apresentou pico de concentração (7,5 - 24,2%) no contato lítico (solo-rocha), o que pode gerar uma massa com baixo limite de liquidez e alto potencial de dilatação. Os resultados mostram um perfil de solo invertido, o qual possui em sua composição maior quantidade de argilominerais 2:1 em seu topo do que em sua base. Apesar disso, os minerais 2:1 encontrados no topo não possuem alta atividade, ao passo que o contato lítico pode apresentar alto limite de plasticidade devido às esmectitas, bem como grande aumento da poro-pressão e peso do solo devido à absorção de água em suas entrecamadas e ultramicroporos; e baixo limite de liquidez, devido à quantidade de caulinita, gerando um cenário propício à ruptura. Em suma, o recobrimento de Neossolo Litólico ao longo do Maciço Granitóide Itaóca tem seu contato lítico associado à uma área potencial de ruptura para escorregamentos translacionais rasos, ao passo que outros recobrimentos pedogenéticos podem apresentar outra organização mineralógica.

Palavras-Chave: Itaóca-SP; Solo; Atrito; Coesão; Dilatação; Caulinita; Esmectita.

ABSTRACT

The landslides that occurred in the Gurutuba River basin, located in the Itaóca Granitoid Massif, Itaóca municipality, state of São Paulo, were studied in this work from a mineralogical viewpoint. Among the possible analysis of landslides conditioning factors, the mineralogical analysis, focusing on the cohesion, friction, pore pressure, soil weight, swelling and liquid limit of clay minerals, provides support to understand the behavior of the mass and its relation with the process' rupture. The aim of this project was to identify the correlation of primary and secondary soil mineralogy and its physical-chemical properties with a susceptibility to shallow landslides. First, a scar inventory was performed to choose a sample scar by morphological parameters. The inventory, and its field validation, demonstrated that the triggered landslides are planar / shallow landslides. Based on this, two trench profiles and two auger holes were allocated in a sample scar in order to correlate the rupture with the pedological horizons of this Entisol and its respective mineralogy. For a better analysis of it, the clay fraction was separated from the total soil sample by centrifugation with Na_2CO_3 solution, and then identified and semi-quantified by XRD (Cu-K α radiation). In addition, XRD bulk, SEM-EDS (carbon coating), morphoscopy and particle size analysis were performed in laboratory. The results indicated that the primary mineralogy is composed of sodium and potassium feldspars, quartz, biotites and hornblende. The secondary mineralogy is composed of kaolinite, smectite, vermiculite, illite and hydrobiotite of clay minerals and goethite and hematite of oxides. The semi-quantification indicated that the most abundant clay minerals are kaolinite and hydrobiotite, however, the group of smectites, specifically, presented peak concentration (7.5 - 24.2%) in the lithic contact (soil-rock), which can generate a mass with low liquidity limit and high expansion potential. The results show an inverted soil profile, which has in its composition a larger amount of 2:1 clay minerals in its top in comparison to its base. Nevertheless, the 2: 1 minerals found at the top do not have high activity, whereas the lytic contact may have a high plasticity limit due to smectites, as well as a large increase in pore pressure and soil weight due to water absorption in their interlayers and micropores; and low liquidity limit, due to the amount of kaolinite, generating a favorable scenario for rupture. Therefore, the Entisol along the Itaóca Granitoid Massif has its lytic contact associated with a potential rupture area for shallow landslides, while other soils may have another mineralogical organization.

Key-Words: Itaóca municipality; Soil; Friction Angle; Cohesion; Swelling; Kaolinite; Smectite.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Escorregamentos rasos deflagrados na bacia do rio Gurutuba em janeiro de 2014. ..	2
Figura 2 - Escorregamentos rasos. (A) Bloco diagrama representando a superfície de ruptura e material remobilizado; (B) e (C) Vista aérea de escorregamentos bacia do rio Gurutuba.	4
Figura 3 - Modelo da Dupla Camada Difusa.	13
Figura 4 - Mapa de localização da área de estudo. (A) Localização da bacia do rio Gurutuba no município de Itaóca; (B) Localização da cicatriz amostral na bacia do Gurutuba; (C) Cicatriz amostral	17
Figura 5 - Subordens dos solos do Maciço Itaóca associados com as fácies graníticas de Faleiros (2012).	19
Figura 6 – Croqui da divisão das unidades granitóides do Maciço Itaóca e alguns pontos de coleta de amostras realizadas pelo autor para caracterização mineral.	21
Figura 7 - Imagem aérea das bacias afetadas pelo evento em Itaóca. A Bacia do rio Palmital, localizada nos metassedimentos, apresentando cicatrizes mais alongadas; A Bacia do rio Guarda-Mão, tendo destaque ao canal principal entulhado de detritos resultantes de uma corrida; e a Bacia do rio Gurutuba, a qual apresentou o maior número de escorregamentos. As bacias do Guarda-Mão e Gurutuba são afluentes da Palmital.	22
Figura 8 -Geologia da bacia do rio Gurutuba.....	24
Figura 9 - Amostras das fácies cinzas da Unidade Itaóca. (a) Cinza 1; (b) Cinza 2; e (c) Cinza 3	24
Figura 10 - (A) Perfil de alteração do granito com destaque para um grande veio de quartzo; (B) e (C) Perfis distintos de alteração do granito com destaque para exumação de <i>core stones</i> ; (D) Esfoliação esfeirodal encontrada em granito do perfil da foto B. Todos os perfis se localizam na estrada de acesso ao bairro Gurutuba, fora da bacia homônima, mas próximos à sua confluência.	26
Figura 11 - Amostra de granito pouco intemperizado submetida a análise em lupa eletrônica com zoom de 10 e 30x, respectivamente.	27
Figura 12 -Mapa Pedológico da bacia do rio Gurutuba com a distribuição das cicatrizes do evento de 2014.....	28
Figura 13 -Fluxograma das etapas de trabalho.....	29
Figura 14 -Mapa de cicatrizes dos escorregamentos translacionais rasos do evento de 2014 na bacia do rio Gurutuba. As cicatrizes aparecem representadas por polígonos vermelhos.	30
Fig. 15 -Área de maior concentração de cicatrizes na bacia do rio Gurutuba e sua sub-bacia selecionada como área amostral. A sub-bacia selecionada apresenta 93 cicatrizes do evento de 2014.....	31

Figura 16 -Percentual de Frequência das classes de ângulo da encosta e a concentração de cicatrizes em cada uma delas.	32
Figura 17 - Percentual de Frequência das classes de curvatura da encosta e a concentração de cicatrizes em cada uma delas.	32
Figura 18 - Percentual de Frequência das classes de áreas de contribuição e a concentração de cicatrizes em cada uma delas.	32
Figura 19 -Fluxograma das preparações das amostras e ensaios (destacados em cinza) laboratoriais.....	35
Figura 20 -Cicatriz amostral: o tracejado branco indica o limite da cicatriz, P1 e P2 indicam os pontos onde foram abertos e analisadas as trincheiras e T1 e T2 indicam os pontos de tradagens.	36
Figura 21 – (A) Solução de NaClO com pH 9,5 para remoção de matéria orgânica; e (B) Primeiro sobrenadante retirado da amostra P1A com matéria orgânica.	39
Figura 22 -Sobrenadante do fracionamento da amostra P2A com argila dispersa em solução de Na_2CO_3 em provetas de 1 litro. Observa-se a redução da concentração de argila da proveta da esquerda para direita.....	40
Figura 23 -Ilustração do pote da centrífuga mostrando a organização dos meniscos e onde realizou-se a sifonagem.	41
Figura 24 -Amostra P2C2 em saquinho de diálise. Observar que a argila se encontra floculada, apresentando feições, o que demonstra sua saturação por NaCl.	42
Figura 25 - Fluxograma das etapas da Difração de Raio-X.	47
Figura 26 - Gráficos representativos da distribuição percentual da área das cicatrizes. As cicatrizes com área entre 100 e 300m ² são mais frequentes na bacia, enquanto aquelas com área entre 1100-1300m ² aparecem em menor quantidade. (a) Representação de todas as cicatrizes (b) Detalhamento da porção de 0-300, onde há maior concentração.	48
Figura 27 -Morfologia das cicatrizes da bacia do rio Gurutuba. (A) Morfologia Arredondada.); (B) Morfologia Alongada.....	49
Figura 28 - Mapa de localização da cicatriz amostral.	50
Figura 29 -Perfis pedológicos analisados nas trincheiras. Observar coloração em tom mais amarelado em P2.	52
Figura 30 - Tradagem Topo (T1). As fotos A e D apresentam materiais mais escuros derivados do horizonte A. Reparar na ponta do trado da foto D, onde há transição para cores mais claras, indicando mudança de horizonte. Já as fotos C e B mostram os materiais mais claros, derivados do horizonte C, tendo destaque para a presença de grânulos indicados pela ponta da faca.	52
Figura 31 -Separação da TFSA e grânulos de diâmetro superior ou igual a 2 mm do P2C1. Notar a seta que indica um seixo de rocha intemperizada.....	55

Figura 32 – Distribuição das frações granulométricas do Perfil Topo.....	56
Figura 33 - Distribuição das frações granulométricas do fracionamento da areia do Perfil Topo.	57
Figura 34 - Distribuição das frações granulométricas do Perfil Média Encosta.	57
Figura 35 - Distribuição das frações granulométricas do fracionamento da areia do Perfil Média Encosta.	58
Figura 36 - Contato lítico entre os horizontes C2 - Cr de P1 e P2. Ressalta-se que o contato de P2 encontra-se inclinado pois segue a topografia.	59
Figura 37 - Frações de areia média de todos os horizontes demonstrando a grande incidência de micas isoladas. Perceber que a quantidade de mica aumenta conforme os horizontes mais profundos.....	60
Figura 38 - Frações modais de grãos de areia da trincheira P1 analisados por morfoscopia, com identificação de alguns exemplos analisados, onde Fd = Feldspato, Qz = Quartzo, Mi = Mica, Pol. = Poliminerálico. Zoom de 10x. Nota-se que não há micas individualizadas na fração de areia grossa.....	61
Figura 39 - Frações modais de grãos de areia da trincheira P2 analisados por morfoscopia, com identificação de alguns exemplos analisados, onde Fd = Feldspato, Qz = Quartzo, Mi = Mica, Pol. = Poliminerálico. Zoom de 10x. Nota-se que não há micas individualizadas na fração de areia grossa.....	62
Figura 40 – Biotitas de granulometria grossa (0,5 – 1mm) provenientes de P1C2 com presença de hornblenda acoplada (vide seta) observadas em lupa eletrônica com aumento de 50x.....	63
Figura 41 - Gráficos de cada horizonte da trincheira P1 e suas respectivas mineralogias sumárias.	63
Figura 42 - Gráficos de cada horizonte da trincheira P2 e suas respectivas mineralogias sumárias.	64
Figura 43 - Gráficos de cada horizonte da trincheira P1 e seus devidos graus de arredondamento.	65
Figura 44 - Gráficos de cada horizonte da trincheira P2 e seus devidos graus de arredondamento.	65
Figura 45 - Gráficos de cada horizonte da trincheira P1 e suas respectivas texturas superficiais.	66
Figura 46 - Gráficos de cada horizonte da trincheira P2 e suas respectivas texturas superficiais.	66
Figura 47 - Alteração de biotita em cavidade central. (a) Zoom out da cavidade de alteração analisada por EDS; (b) Cavidade analisada por EDS e seus respectivos pontos de coleta de dados.	68

Figura 48 - Gráfico do ponto 1 de EDS da cavidade central da mica	68
Figura 49 - Gráfico do ponto 3 de EDS demonstrando perda de K e Fe em relação ao ponto 1. Fonte: Autora.	68
Figura 50 - Alteração de biotita. (a) Zoom out da borda de alteração analisada por EDS; (b) Borda analisada por EDS e seus respectivos pontos de coleta de dados.....	69
Figura 51 - Gráfico do ponto 1 de EDS da borda da mica, mostrando maior alteração por meio de perda de K e Fe.....	69
Figura 52 - Gráfico do ponto 6 de EDS da borda da mica com menor alteração.....	69
Figura 53 - Plagioclásio pouco alterado e pontos de análise de EDS.	72
Figura 54 - Processo inicial de alteração da microclina com neoformação de argila. (a) Zoom out do golfo de dissolução; (b) Golfo de dissolução com formação de gel; (c) gel amorfo com neoformação de illita; (d) domínio caulinitico com provável presença de illita, estando interestratificados; (e) EDS do golfo de dissolução e seus pontos, sendo que os pontos 3 e 4 mostram formação de illita; (f) EDS do domínio caulinitico com possível presença de illita interestratificada	73
Figura 55 - Gráfico do ponto 2 do EDS do golfo de dissolução com formação de gel do golfo de dissolução.....	74
Figura 56 – Gráfico EDS do ponto 1 do domínio caulinitico com possível presença de illita interestratificada, localizado no golfo de dissolução.....	74
Figura 57 - Feldspatos analisados por MEV. (a) Feldspato pouco alterado proveniente do horizonte P1Cr; (b) Feldspato com alteração avançada, proveniente do horizonte P1C2, onde pode-se perceber o aumento da porosidade do grão e de dimensões de golfos de dissolução. ...	76
Figura 58 - Borda de alteração. (a) Borda de alteração em formato de franja se prolongando pelo grão, destacada pelo pontilhado amarelo; (b) Zoom na escamação da borda de alteração na clivagem do feldspato; (c) Pontos de EDS na escamação indicando formação de caulinita e Fe amorfo; (f) formação de Fe amorfo na escamação.	78
Figura 59 – Ponto 2 do EDS realizado na cavidade da escamação da Fig. 63c mostrando pico de Fe.....	79
Figura 60 – Ponto 3 do EDS realizado na parte clara da escamação da Fig. 63c.....	79
Figura 61 - Ponto 1 do EDS realizado na escamação da Fig. 63d mostrando formação de Fe amorfo.	79
Figura 62 - Ponto 2 do EDS realizado na escamação da Fig. 63d mostrando formação de Fe amorfo.	79
Figura 63 – Alteração do feldspato e formação de escamações. (A) Foto em lupa eletrônica com aumento de 20x de um torrão de solo, tendo ao centro um K-Feldspato pouco alterado e com sua clivagem em evidência; (B) Foto realizada em MEV da escamação formada em K-Feldspato; (C)	

Ilustração aproximada da alteração do K-Feldspato a partir de um corte na clivagem, sendo a última etapa a formação de gel e de caulinita sobre as escamações.....	81
Figura 64 - EDS de ponto de alteração do Feldspato alterado evidenciando a formação de Caulinita e Ilita.	81
Figura 65 – Mapa composicional da cavidade de formação de Fe amorfo e óxido de Fe na camada K, tendo ao lado suas respectivas concentrações de cada elemento. A delimitação em branco na concentração dos elementos Si, Al e Mg foram realizadas manualmente a partir da linha de decréscimo da concentração.....	82
Figura 66 - Cavidade de alteração do K-Feldspato para Fe amorfo. (a) Pontos coletados de EDS; (b); (c) Gráfico EDS ponto 4; (d) Gráfico EDS ponto 5.	83
Figura 67 - Gráfico EDS do ponto 2 da cavidade de alteração do K-Feldspato para Fe amorfo.	84
Figura 68 - Gráfico EDS do ponto 4 da cavidade de alteração do K-Feldspato para Fe amorfo.	84
Figura 69 - Gráfico EDS do ponto 5 da cavidade de alteração do K-Feldspato para Fe amorfo.	84
Figura 70 - EDS realizado em um aglomerado de partículas finas do plagioclásio alterado, indicando aumento da quantidade de Fe.	84
Figura 71 - Difratomogramas de DRX Solo Total dos horizontes da trincheira P1.....	87
Figura 72 - Difratomogramas de DRX Solo Total dos horizontes da trincheira P2.....	88
Figura 73 - Difratomogramas das amostras da trincheira P1. Saturações e tratamentos térmicos, onde Es = Esmeclita; Ve = Vermiculita; Hi = Hidrobiotita; I = Ilita; e K = Caulinita.	90
Figura 74 - Difratomogramas das amostras da trincheira P2. Saturações e tratamentos térmicos, onde Es = Esmeclita; Ve = Vermiculita; Hi = Hidrobiotita; I = Ilita; e K = Caulinita.	91
Figura 75 - Semi-quantificação dos argilominerais dos horizontes da trincheira P1.	92
Figura 76 - Semi-quantificação dos argilominerais dos horizontes da trincheira P2.	93
Figura 77 - Amostra de bolsão de P1, tendo destaque para a alteração amarelada, local de formação de goethita; e para o feldspato pouco alterado.	97
Figura 78 - Difratomogramas das amostras de fração argila não-orientada da trincheira P1. Destaca-se que P1Cr não apresentou óxidos nessa análise.	98
Figura 79 - Difratomogramas das amostras de fração argila não-orientada da trincheira P2.....	99
Figura 80 – Gráficos de textura lisa superficial da fração areia. (a) Diminuição de minerais com superfície lisa em P1 conforme profundidade; (b) Aumento de minerais com superfície lisa em P1 conforme profundidade.	101
Figura 81 - Esquema ilustrativo em perfil da cicatriz amostral. O perfil mostra a localização das trincheiras, do contato lítico, onde K = caulinita e Es = esmeclita; e as superfícies originais e de	

ruptura do escorregamento. Abaixo, encontram-se fotos de P1 e P2 com suas respectivas estruturas e cores, e também dos contatos líticos e suas informações mineralógicas mais importantes.....	104
--	-----

LISTA DE FIGURAS EM ANEXO

Figura anexo 1 - Graus de arredondamento.....	123
Figura anexo 2 - EDS do ponto 3 do golfo de dissolução da microclina pouco alterada.	123
Figura anexo 3 - EDS do ponto 4 do golfo de dissolução da microclina pouco alterada.	123
Figura anexo 4 - EDS do ponto 2 do Plagioclásio pouco alterado.	124
Figura anexo 5 - EDS do ponto 3 do Plagioclásio pouco alterado.	124
Figura anexo 6 - EDS do ponto 4 do Plagioclásio pouco alterado.	124
Figura anexo 7 - EDS do ponto 2 do domínio caulinítico encontrado no golfo de dissolução da microclina pouco alterada.	125
Figura anexo 8 - EDS do ponto 3 do domínio caulinítico encontrado no golfo de dissolução da microclina pouco alterada.	125
Figura anexo 9 - Porcentagem em peso dos elementos encontrados no EDS de todos os pontos do domínio caulinítico encontrado no golfo de dissolução da microclina pouco alterada.....	125
Figura anexo 10 - Porcentagem atômica dos elementos encontrados no EDS de todos os pontos do domínio caulinítico encontrado no golfo de dissolução da microclina pouco alterada.....	125
Figura anexo 11 - EDS de área com predomínio de argila fina com formação de caulinita, no feldspato alcalino alterado (P1C2am1).	126
Figura anexo 12 - Ponto 1 do EDS de área com predomínio de argila fina com formação de caulinita, no feldspato alcalino alterado.....	126
Figura anexo 13 - Ponto 2 do EDS de área com predomínio de argila fina com formação de caulinita, no feldspato alcalino alterado.....	126
Figura anexo 14 - Ponto 3 do EDS de área com predomínio de argila fina com formação de caulinita, no feldspato alcalino alterado.....	127
Figura anexo 15 - Ponto 4 do EDS de área com predomínio de argila fina com formação de caulinita, no feldspato alcalino alterado.....	127
Figura anexo 16 - Ponto 5 do EDS de área com predomínio de argila fina com formação de caulinita, no feldspato alcalino alterado.....	127
Figura anexo 17 - Ponto 6 do EDS de área com predomínio de argila fina com formação de caulinita, no feldspato alcalino alterado.....	128
Figura anexo 18 - Ponto 7 do EDS de área com predomínio de argila fina com formação de caulinita, no feldspato alcalino alterado.....	128

Figura anexo 19 – Porcentagem atômica dos elementos do EDS de área com predomínio de argila fina com formação de caulinita, no feldspato alcalino alterado.	128
Figura anexo 20 – Pontos de EDS do oligoclásio alterado em região de alteração evidenciando a formação de caulinita e ilita.	129
Figura anexo 21 - Ponto 1 de EDS do oligoclásio alterado em região de alteração evidenciando a formação de caulinita e ilita.	129
Figura anexo 22 - Ponto 2 de EDS do oligoclásio alterado em região de alteração evidenciando a formação de caulinita e ilita..	129
Figura anexo 23 - Ponto 3 de EDS do oligoclásio alterado em região de alteração evidenciando a formação de caulinita e ilita.	130
Figura anexo 24 - Ponto 4 de EDS do oligoclásio alterado em região de alteração evidenciando a formação de caulinita e ilita.	130
Figura anexo 25 - Ponto 5 de EDS do oligoclásio alterado em região de alteração evidenciando a formação de caulinita e ilita.	130
Figura anexo 26 - Porcentagem em peso dos elementos do EDS da região de alteração do oligoclásio alterado evidenciando a formação de caulinita e ilita.	131
Figura anexo 27 - Pontos de EDS (P1C2am4) realizados na escamação do K-feldspato alterado.	131
Figura anexo 28 - Ponto 1 do EDS realizado na escamação de um feldspato alterado.	131
Figura anexo 29 - Porcentagem atômica dos pontos de EDS realizado na escamação de um feldspato alterado.	132
Figura anexo 30 - Mapa dos elementos químicos (na camada K) da cavidade de formação de Fe amorfo e óxido de Fe, tendo ao lado suas respectivas concentrações de cada elemento. A delimitação em branco na concentração dos elementos C e O foram realizadas manualmente a partir da linha de decréscimo da concentração.....	132
Figura anexo 31 - Porcentagem dos elementos do mapa dos elementos químicos (na camada K) da cavidade de formação de Fe amorfo e óxido de Fe, tendo ao lado suas respectivas concentrações de cada elemento. A delimitação em branco na concentração dos elementos C e O foram realizadas manualmente a partir da linha de decréscimo da concentração.	133
Figura anexo 32 - EDS realizado na região com domínio de Fe de um feldspato alterado (P1C2am4).	133
Figura anexo 33 – Ponto 1 do EDS realizado na região com domínio de Fe de um feldspato alterado.....	133
Figura anexo 34 - Ponto 2 do EDS realizado na região com domínio de Fe de um feldspato alterado.....	134

Figura anexo 35 – Porcentagem em peso dos elementos do EDS realizado na região com domínio de Fe de um feldspato alterado.....	134
Figura anexo 36 - Porcentagem atômica dos elementos do EDS realizado na região com domínio de Fe de um feldspato alterado.....	134
Figura anexo 37 - EDS realizado em escamação feldspato alterado.	134
Figura anexo 38 – Ponto 3 do EDS realizado em escamação do feldspato alterado.	135
Figura anexo 39 - Ponto 4 do EDS realizado em escamação do feldspato alterado.	135
Figura anexo 40 – Porcentagem em peso dos elementos do EDS realizado em escamação do feldspato alterado.	135
Figura anexo 41 - Porcentagem atômica dos elementos do EDS realizado em escamação do feldspato alterado.	135
Figura anexo 42 – Pontos de EDS realizados na cavidade de alteração do K-Feldspato para Fe amorfo	136
Figura anexo 43 – Ponto 1 de EDS realizado na cavidade de alteração do K-Feldspato para Fe amorfo.	136
Figura anexo 44 - Ponto 3 de EDS realizado na cavidade de alteração do K-Feldspato para Fe amorfo.	136
Figura anexo 45 -Porcentagem em peso dos elementos do EDS realizado na cavidade de alteração do K-feldspato para Fe amorfo.	137
Figura anexo 46 - Porcentagem atômica dos elementos do EDS realizado na cavidade de alteração do K-feldspato para Fe amorfo.	137
Figura anexo 47 - Pontos de EDS realizado na borda da biotita.	137
Figura anexo 48 - Ponto 2 de EDS realizado na borda da biotita.	137
Figura anexo 49 - Ponto 3 de EDS realizado na borda da biotita.	138
Figura anexo 50 - Ponto 4 de EDS realizado na borda da biotita.	138
Figura anexo 51 - Ponto 5 de EDS realizado na borda da biotita.	138
Figura anexo 52 - Porcentagem em peso dos elementos do EDS realizado na borda da biotita.	139
Figura anexo 53 – Cavidade central da biotita analisada por EDS e seus respectivos pontos de coleta de dados.	139
Figura anexo 54 - Ponto 2 da cavidade central da biotita analisada por EDS.	139
Figura anexo 55 - Ponto 4 da cavidade central da biotita analisada por EDS.	140
Figura anexo 56 - Ponto 5 da cavidade central da biotita analisada por EDS.	140
Figura anexo 57 - Porcentagem em peso dos elementos do EDS realizado na cavidade central da biotita.....	140

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Alguns fatores que contribuem para uma baixa resistência ao cisalhamento (fatores condicionantes).	7
Tabela 2 - Estágios no intemperismo de minerais no solo.	10
Tabela 3 - Espessura aproximada da dupla camada difusa em partículas coloidais.....	13
Tabela 4 - Valores de Limite de Plasticidade (LP) para alguns minerais presentes na fração argila.	14
Tabela 5 - Composição química (elementos maiores) das fadas da Unidade Itaoca.....	25
Tabela 6 - Relação entre amostras coletadas e análises realizadas, onde, DM – Descrição Morfológica; TFSA - Terra Fina Seca ao Ar; Quart. – Quarteamento; Rem. M.O. – Remoção Matéria Orgânica; Gran. – Granulometria; Fracion. – Fracionamento; DRX arg. – DRX fração argila; MEV – Microscópio Eletrônico de Varredura.	34
Tabela 7 - Nomenclatura dos horizontes e suas respectivas profundidades de P1 e P2.	37
Tabela 8 - Fração modal selecionada para análise morfooscópica de cada amostra	45
Tabela 9 - Principais dados derivados do inventário de cicatrizes do Rio Gurutuba.	48
Tabela 10 - Descrição morfológica da trincheira P1.	53
Tabela 11 - Descrição morfológica da trincheira P2.	54
Tabela 12 - Principais dados da descrição morfológica do Perfil Média Encosta com destaque para os horizontes selecionados.	54
Tabela 13 - Porcentagem Trincheira Topo (P1) TFSA $x \geq 2\text{mm}$	55
Tabela 14 - Porcentagem Trincheira Média Encosta (P2) TFSA $x \geq 2\text{mm}$	55
Tabela 15 - Porcentagem atômica dos elementos do EDS realizado na borda da biotita.....	70
Tabela 16 - Porcentagem atômica dos elementos do EDS realizado na cavidade central da biotita.	70
Tabela 17 - Porcentagem atômica dos elementos encontrados no EDS de todos os pontos do plagioclásio pouco alterado.	72
Tabela 18 - Porcentagem atômica dos elementos encontrados no EDS de todos os pontos do golfo de dissolução da microclina pouco alterada. Fonte: Autora	75
Tabela 19 - Porcentagem em peso dos elementos encontrados no EDS de todos os pontos do plagioclásio pouco alterado.	76
Tabela 20 - Porcentagem em peso dos elementos encontrados no EDS de todos os pontos do golfo de dissolução da microclina pouco alterada.....	76

Tabela 21 - Porcentagem em peso dos elementos do EDS de área com predomínio de argila fina com formação de caulinita, no feldspato alcalino alterado.	77
Tabela 22 - Porcentagem em peso dos elementos do EDS da região de alteração do oligoclásio alterado evidenciando a formação de Caulinita e Ilita.	77
Tabela 23 - Porcentagem em peso dos pontos de EDS realizado na escamação de um feldspato.	77
Tabela 24 - Porcentagem atômica dos elementos do EDS da região de alteração do oligoclásio alterado evidenciando a formação de caulinita e ilita.	82
Tabela 25 - Porcentagem em peso dos elementos do ponto de EDS realizado no aglomerado de partículas finas do plagioclásio alterado.	85
Tabela 26 - Porcentagem atômica dos elementos do ponto de EDS realizado no aglomerado de partículas finas do plagioclásio alterado.	85

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 1 - Fator de Segurança. Fonte: Selby (1993).....	5
Equação 2 - Fator de Segurança. Fonte: Haefeli (1948)	6
Equação 3 - Cálculo de tempo de centrifugação a 500 rpm. Fonte: Jackson, M. (1969)	40
Equação 4 - Velocidade de decantação de uma partícula específica. Fonte: Jackson (1969)	41

LISTA DE ABREVIATURAS

CC – Concentração de Cicatrizes
Cm – Centímetros
CTC – Capacidade de Troca Catiônica
DRX – Difractometria de Raios-X
EDS – Energia dispersiva de raios X
EG – Etilenoglicol
F – Frequência de Cicatrizes
FS – Fator de Segurança
i.e. – exemplo
IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas
LABOPED – Laboratório de Pedologia
LAMAS – Laboratório de Mineralogia, Água e Solos
LMCC – Laboratório de Materiais de Construção Civil
Ma – Milhões de anos
MDT – Modelo Digital do Terreno
MEV – Microscópio Eletrônico de Varredura
N.A. – Nível d'água
TFSA – Terra Fina Seca ao Ar
UNIFESP – Universidade Federal de São Paulo
USP – Universidade de São Paulo

LISTA DE CÓDIGOS

P1CRfd1 – Microclina (identificação MEV)
P1CRfd2 – Plagioclásio (identificação MEV)
P1C2am1 – Feldspato alcalino (identificação MEV)
P1C2am2 – Oligoclásio (identificação MEV)
P1C2am3 - Plagioclásio (identificação MEV)
P1C2am4 – Feldspato (identificação MEV)
P1C2am5 – Feldspato (identificação MEV)
P1C2am6– K-feldspato (identificação MEV)
P1C2mi2 – Biotita (identificação MEV)
P1 – Trincheira Perfil Topo
P2 – Trincheira Perfil Média Encosta
T1 – Tradagem Topo
T2 – Tradagem Média Encosta

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. CONCEITOS E FATORES DOS MOVIMENTOS DE MASSA	4
3. MINERALOGIA COMO FATOR CONDICIONANTE.....	9
4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	16
4.1. Breve Caracterização Regional	16
4. 2. Batólito Granitóide Itaóca	19
4. 3. Bacia do Rio Gurutuba – Unidade Granítica Itaóca.....	21
5. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	29
5.1 Seleção de cicatriz amostral	30
5.1.1 Inventário de cicatrizes.....	30
5.1.2 Critérios Morfológicos	31
5.2 Descrição pedológica e caracterização mineralógica	33
5.2.1 Coleta das amostras	35
5.2.2 Preparação das amostras.....	37
5.2.3. Ensaio	44
5.2.3.1 Análise Granulométrica.....	44
5.2.3.2 Morfoscopia de grãos de areia.....	44
5.2.3.3 Análise por Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) com sonda EDS	45
5.2.3.4 Difractometria de Raios - X (DRX)	46
6. RESULTADOS	48
6.1 Avaliação das Cicatrizes da bacia do rio Gurutuba.....	48
6.2 Caracterização geral e física da cicatriz amostral	50
6.3 Caracterização Mineralógica das Areias	60
7. IDENTIFICAÇÃO MINERALÓGICA	67
7.1. MEV-EDS	67
7.1.1. Micas	67

7.1.2	Feldspato pouco alterado.....	71
7.1.3.	Feldspato com alteração amarela	75
7.2.	DRX	85
7.2.1	Solo Total - <i>Bulk</i>	85
7.2.2.	Fração Argila: Qualificação e Semi-Quantificação.....	89
10.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	107
	ANEXO 1.....	119
	Descrição tátil-visual.....	119
	ANEXO 2.....	122
	Figuras e dados MEV-EDS	122

1. INTRODUÇÃO

Escorregamentos rasos são caracterizados por uma ruptura planar que ocorre em solos pouco espessos, com poucos planos de deslocamentos externos, velocidades que variam de médias (m/h) a altas (m/s), remobilizam de pequenos a grandes volumes de material e possuem geometria e materiais variáveis (AUGUSTO FILHO, 1992). Wolle e Carvalho (1989) apontam que essa tipologia de movimentos de massa representa um dos fenômenos naturais que mais produzem danos e vítimas no Brasil, tendo a Serra do Mar como um dos principais compartimentos geomorfológicos de ocorrência. Ademais, Froude e Petley (2018) demonstraram que a maioria dos escorregamentos fatais que ocorrem na América do Sul localiza-se no Brasil, apresentando 37% dos casos até 2010.

Itaóca localiza-se no extremo sul do estado de São Paulo, faz divisa com o estado do Paraná e insere-se no contexto da Serra do Mar, na região do Vale do Ribeira. Entre os dias 12 e 13 de janeiro de 2014, o município presenciou um evento catastrófico em que foram precipitados 200 milímetros em apenas duas horas (GRAMANI e ARDUIN, 2015), sendo que esse volume precipitado corresponde ao valor esperado para todo mês de janeiro para a cidade (CLIMATE-DATA, 2018), deflagrando diversos movimentos de massa, com predomínio de escorregamentos rasos e corridas de detritos.

A chuva se concentrou nas cabeceiras da bacia hidrográfica do Rio Palmital e de suas sub-bacias, Guarda-Mão e Gurutuba, causando a deflagração de escorregamentos nas três. Além disso, houve enchente no Bairro Lageado e uma corrida de detritos na segunda bacia citada, afetando moradias localizadas próximas ao canal principal e depositando todo o material remobilizado no centro da cidade. Brollo *et al.* (2015) apontam que esses processos causaram 25 óbitos, 3 desaparecidos e 203 pessoas desabrigadas ou desalojadas, em uma população estimada em 3.228 habitantes, segundo o censo IGBE de 2010. Pelo fato da sub-bacia do rio Gurutuba ter sido a mais afetada por escorregamentos rasos, a mesma foi escolhida como área de estudo (**Fig. 1**).

Dentre a gama de fatores condicionantes que atuam na instabilização das encostas, e na consequente ruptura dos escorregamentos, encontra-se a mineralogia dos solos. Considerando a equação do Fator de Segurança (FS), a mineralogia terá influência direta tanto nos parâmetros de resistência ao cisalhamento, bem como nas tensões cisalhantes. No que tange à resistência, a mineralogia interfere diretamente nos parâmetros de ângulo de atrito e de coesão. Primeiramente, o ângulo de atrito pode ser aumentado ou reduzido por meio da fricção fornecida entre as partículas e/ou dos agregados do solo, considerando que o mesmo pode ser reduzido por meio da textura superficial e/ou pela entrada de água nos minerais da fração argila e de seus microporos.

Já a coesão está estritamente atrelada à parte quimicamente ativa do solo, ou seja, aos minerais secundários da fração argila, a qual irá variar conforme sua cristalografia (ZARUBA e MENCL, 1982; SRIDHARAN e PRAKASH, 1999).

Figura 1 - Escorregamentos rasos deflagrados na bacia do rio Gurutuba em janeiro de 2014.

Fotos: a) Gramani, M. F. jan. 2014 e b) Prefeitura de Itaóca, jan. 2014.

Por sua vez, a tensão cisalhante pode ser alterada por meio do aumento da poro-pressão e do peso do solo. Isso ocorre a partir da retenção de água na fração argila, principalmente em minerais 2:1 expansíveis e argilominerais com alta área superficial específica, fazendo com que a entrada de moléculas de água aumente a poro-pressão entre as partículas, e também aumente o peso do solo. Dentre os grupos da fração argila, o das esmectitas é o mais crítico, devido ao fato de ser o argilomineral com maior entrecamada e possibilidade de retenção de grande volume de água em seus microporos (VARGAS, 1977; SIDLE e OCHIAI, 2006). Ademais, tal capacidade de retenção se relaciona diretamente com os Limites de Atterberg (SANTOS, 1989), os quais podem ser inferidos por meio da composição mineralógica e suas porcentagens na amostra estudada, como demonstrado por WHITE (1949) e SKEMPTON (1953).

Além das influências diretas com o FS, a fração argila também pode agir como uma descontinuidade física ao longo de perfis de solo, gerando uma área preferencial de cisalhamento em dois casos: (a) quando sofrem uma pressão, as partículas de argila tendem a se alinhar aresta-aresta, ou seja, tendem a se orientar formando uma superfície lisa, o que aumenta o grau de lubrificação; e (b) quando secas e adensadas, podem agir como barreiras impermeáveis, fazendo com que a percolação vertical de água seja estagnada por um tempo, saturando o material sobrejacente e levando-o à ruptura (SELBY, 1993; SRIDHARAN e PRAKASH, 1999; DOLINAR, 2004; SUMMA et al., 2010).

Logo, as características geotécnicas são fortemente influenciadas e controladas pelas propriedades físico-químicas da fração argila e são os fatores mais importantes que governam o

cisalhamento (BENNETT et al., 1981; SKEMPTON, 1985). Segundo Skempton (1953), tais propriedades são determinadas por procedimentos difíceis e demorados, como uso Difractometria de Raios-X (DRX), espectrômetro, análises termais, etc; e por isso as mesmas não costumam fazer parte de procedimentos laboratoriais de mecânica dos solos, sendo substituídos por procedimentos mais simples e generalizadores.

O levantamento bibliográfico deste trabalho constatou que poucos trabalhos realizados trazem uma correlação direta da fração argila com a suscetibilidade a escorregamentos rasos (*i.e.* UNDERWOOD, 1967; SRIDHARAN et al. 1971; SRIDHARAN e PRAKASH, 1999; DOLINAR, *et al.*, 2004; SUMMA *et al.*, 2010; REGMI *et al.*, 2013), que focam debruçam, principalmente, na resistência ao cisalhamento, sobretudo na coesão e no ângulo de atrito. Mas dentre esses, apenas um traz uma perspectiva pedológica, de gênese de solo, para a suscetibilidade a tal processo (FURIAN *et al.*, 1999), mas neste não há uma interpretação com os mecanismos de instabilização dos escorregamentos.

Destarte, o objetivo central desta pesquisa foi identificar a mineralogia primária e secundária do solo desenvolvido na Unidade Itaóca, do Granito Itaóca, a fim de correlacionar suas propriedades físico-químicas com a suscetibilidade a escorregamentos rasos. Para isso, alguns objetivos específicos foram definidos:

- Identificar os minerais e compreender sua organização ao longo de perfis de solos localizados em um escorregamento raso,
- Inferir sobre a interação da água (fator deflagrador) e a mineralogia do solo estudado (fator condicionante) para suscetibilidade a escorregamento raso,
- Indicar o mineral ou grupo de minerais (*i.e.* micas, esmectitas) com papel principal para instabilidade da encosta,
- Relacionar a variação da mineralogia, ao longo de perfis de solo, com a localização do plano de ruptura do escorregamento.

A importância do presente trabalho respalda-se, primeiramente, no fato de existirem poucos trabalhos no Brasil que associam escorregamentos rasos com a mineralogia do solo em um enfoque pedológico, principalmente com atenção especial aos filossilicatos. Por outro lado, devido à periodicidade nos eventos de escorregamentos rasos no Brasil, é importante a compreensão dos mecanismos envolvidos em sua deflagração, assim como em um aprofundamento de técnicas e levantamento de dados e na criação de base de dados para futuras medidas estruturais mitigadoras.

2. CONCEITOS E FATORES DOS MOVIMENTOS DE MASSA

Movimentos de massa representam um dos processos geomorfológicos que atuam na evolução da paisagem por meio da alteração morfológica das encostas. Eles podem ser deflagrados por agentes naturais ou antrópicos, resultam na remobilização de materiais para baixo e para fora das encostas e dependendo do lugar e de sua magnitude, podem causar efeitos catastróficos (SELBY, 1993; SIDLE e OCHIAI, 2006; BIERMAN e MONTGOMERY, 2014).

As tipologias de movimentos de massa são diferenciadas conforme o material remobilizado, a velocidade e mecanismo do movimento, modo de deformação, geometria e conteúdo de água (SELBY, 1982), sendo que podem ocorrer como uma tipologia isolada ou mais de uma, sendo os movimentos de massa complexos (BIERMAN e MONTGOMERY, 2014).

Devido à essas diferentes características, existem diversas classificações para os movimentos de massa (*i.e.* SHARPE, 1938; SKEMPTON e HUTCHINSON, 1969; CARSON e KIRKBY, 1972; CROZIER, 1973, VARNES, 1978; HUNGR *et al.* 2013). Optou-se neste trabalho pela classificação de Augusto Filho (1992), por ser mais objetiva, de fácil reconhecimento em campo e amplamente usada em trabalhos deste cunho no Brasil. Considerando então tal classificação, o presente estudo terá como foco os escorregamentos planares, também conhecidos como escorregamentos rasos.

Escorregamentos rasos possuem como principal característica a ruptura planar ao longo de descontinuidades de solos poucos espessos (**Fig. 2**). Para Selby (1993), essa é a tipologia de movimento de massa mais comum que ocorre em solos, a qual sempre apresentará rupturas rasas e planos de deslocamento normalmente desenvolvidos ao longo de diferenças de permeabilidade ou densidade do solo, e que são quase sempre deflagrados por chuvas intensas.

Figura 2 - Escorregamentos rasos. (A) Bloco diagrama representando a superfície de ruptura e material remobilizado; (B) e (C) Vista aérea de escorregamentos bacia do rio Gurutuba.

Fonte: (A) USGS (2004); (B e C) Prefeitura de Itaóca (jan. 2014)

Há normalmente uma extensa descontinuidade de forças entre o solo e seu embasamento rochoso, fazendo com que a ruptura desse tipo de movimento de massa ocorra ao longo do contato lítico (BIERMAN e MONTGOMERY, 2014). Assim, Skempton e Hutchinson (1969) apontam que os escorregamentos rasos normalmente resultam da presença de heterogeneidade em mantos pouco espessos, sendo que a ruptura tende a ser planar e se deslocar paralelamente à encosta. Esse processo, então, possui três estágios, sendo, as deformações pré-ruptura, a ruptura em si e, por fim, os deslocamentos pós-ruptura. O grau de perda de resistência (*strength*) durante a ruptura é que irá determinar a velocidade de deslocamento do material (HUNGR *et al.*, 2013).

Para isso, existem dois fatores importantes a serem considerados nesse mecanismo de deflagração, sendo o estresse aplicado ao solo e a resposta do material depois do estresse aplicado, ou seja, respectivamente, a Tensão de Cisalhamento (*Shear Stress*) e Resistência ao Cisalhamento (*Shear Strenght*). A primeira força é dada pela interação do peso do solo e da rocha sobrejacente, gerando uma área potencial de ruptura e agindo para mover o material encosta abaixo. Já a segunda é a capacidade do solo de resistir à tensão de cisalhamento (BIERMAN e MONTGOMERY, 2014). Os escorregamentos acontecem, então, quando as tensões cisalhantes ultrapassam a resistência ao cisalhamento dos materiais em uma dada superfície de ruptura.

Assim, tanto um como o outro estão ligados às forças de Compressão (*Strain*), Tensão (*Strenght*) e Cisalhamento (*Shear*). O primeiro trata de um estresse vertical que pode comprimir o material, realocando as partículas do solo, variando conforme a força aplicada; o segundo trata da força do material para resistir a um estresse aplicado, no qual o material pode assumir comportamento elástico e/ou dúctil. Por fim, o cisalhamento corresponde à deformação do material depois de aplicada uma ou as duas forças citadas (WHALLEY, 1976).

Para demonstrar isso, tem-se a fórmula do Fator de Segurança (FS), que correlaciona as forças resistentes (resistência ao cisalhamento disponível) sobre as forças atuantes (resistência mobilizada) (SELBY, 1993) (**Equações 1 e 2**).

$$FS = \frac{\sum \tau}{\sum T}$$

Equação 1 - Fator de Segurança. Fonte: Selby (1993)

Onde:

FS - Fator de Segurança

$\sum \tau$ - Resistência ao cisalhamento

$\sum T$ - Resistência motora / tensão cisalhante

Quando essa fórmula é pormenorizada, temos:

$$FS = \frac{c' l + (\gamma z b \cos \beta - u l) \cdot \tan \phi}{\gamma z b \sin \beta}$$

Equação 2 - Fator de Segurança. Fonte: Haefeli (1948)

Onde:

FS = Fator de Segurança

c' = Coesão do Solo (kPa)

l = comprimento paralelo da encosta (m)

β = inclinação da encosta (°)

z = profundidade da superfície de ruptura (m)

γ = peso específico do solo (N/m³)

u = poro-pressão (kPa)

ϕ = Ângulo de atrito interno do solo (°)

O resultado dessa fórmula possui uma relação proporcional, sendo $FS \leq 1$ representa a probabilidade de instabilidade e $FS \geq 1$ a estabilidade (SELBY, 1993), ou seja, quanto maior o número resultante, menor a probabilidade de ruptura.

Dentro desses fatores ponderados na fórmula, considera-se a variação de resistência dos materiais. Como exemplo, o Critério de Coulomb, resultante da combinação do atrito e da coesão, mostra que as areias, devido à sua característica granular, possuem maior ângulo de atrito (30-40°) que as argilas (10-20°), ao passo que as argilas apresentam significativa coesão quando adensadas (BIERMAN e MONTGOMEY, 2014).

Nessa perspectiva, os principais mecanismos atuantes de instabilização estão atrelados ao papel da água no solo. Selby (1993) descreve que água age como o principal contribuinte na deflagração da encosta por meio da sua interação com os materiais da encosta (solo e/ou rocha) por meio de processos como o efeito de fluatibilidade, a redução da tensão de capilaridade, a redução da agregação (redução do atrito entre os agregados) e o arraste viscoso nos grãos de solo. Ademais, outros mecanismos como a pressão por infiltração (*seepage pressure*), sucção e a pressão de água nos poros possuem importância para desestabilização das forças (SELBY, 1993).

Destaca-se aqui os mecanismos de redução de agregação e pressão por infiltração, pois são possivelmente os dois mecanismos mais importantes para o presente estudo de caso. O primeiro é atrelado ao ângulo de atrito do solo, ou seja, quanto maior a agregação, maior o ângulo de atrito. Dessa forma, quando o material se encontra saturado, o ângulo de atrito entre as partículas é reduzido (SELBY, 1993). Já a pressão por infiltração é dada pela permeabilidade dos materiais da encosta, pois a água exerce uma pressão nos poros conforme ocorre a percolação,

podendo atingir níveis muito altos (TERZAGHI *et al.* 1996). Essa força é resultante da atração molecular entre as partículas do solo e a água, exercendo uma força sobre as partículas, sendo que onde o gradiente de pressão torna-se elevado, a pressão de infiltração fica alta o bastante para deflagrar um escorregamento (SELBY, 1982). Essa pressão está diretamente ligada ao tamanho da partícula, sendo que cascalhos e materiais bem drenados raramente serão atingidos, assim como também será reduzida nos argilominerais devido a impermeabilidade. Contudo, as areias finas e os siltes são as granulometrias mais afetadas pela pressão de infiltração (SELBY, 1982).

Tendo como plano de fundo a explicação sobre as forças resistentes e as forças atuantes que regem a deflagração dos escorregamentos, transpõem-se isso para os agentes condicionantes (passivos) e os deflagradores (ativos), respectivamente. O primeiro é constituído pelos elementos do meio físico local e são resultado da evolução da paisagem no tempo, ou seja, são os elementos geomorfológicos, geológicos, pedológicos e biogeográficos (GUIDICINI E NIEBLE, 1983).

Dentre essa gama de fatores passivos, as características físicas, químicas e mineralógicas de solos ou dos mantos de alteração irão atuar diretamente na dinâmica hidrológica do material, pois, geralmente, em ambientes tropicais e subtropicais, os escorregamentos estão associados a perfis que possuem heterogeneidades químicas e mineralógicas, tanto em escala de material como mineral (REGMI *et al.*, 2013) (**Tabela 1**), tornando tal fator um dos mais importantes que influenciam no comportamento dos movimentos de massa (HUNGR *et al.*, 2013). Assim, a resposta do solo a um estresse sofrido dependerá das características dos minerais que o compõem (WHALLEY, 1976).

Tabela 1 - Alguns fatores que contribuem para uma baixa resistência ao cisalhamento (fatores condicionantes).

Tipo	Mecanismos principais
Composição e Textura	Materiais fracos, como tufo vulcânico e argilas
	Material levemente compactado
	Forma suave de grãos
	Tamanho uniforme de grãos
Reações Físico-químicas	Troca de cátions (base)
	Hidratação de argilas
	Dessecação de argilas
Efeitos de água nos poros	Efeitos de fluatibilidade
	Redução da tensão de capilaridade
	Arraste viscoso de água em partículas de solo em movimento
Mudanças na estrutura	Liquefação espontânea
Vegetação	Remoção de árvores: (a) redução da carga normal; (b) remoção da coesão aparente das raízes das árvores

Fonte: Modificado de Selby (1982). *Grifos nossos*.

O segundo corresponde aos agentes deflagradores, os quais podem ser naturais ou antrópicos, agindo como gatilho para a ruptura, ou seja, é uma força exercida em um ambiente preteritamente instável ou não. Eles podem ser chuvas, terremoto, cortes de taludes, solapamento da base da encosta, etc. No Brasil, devido ao seu clima tropical com alto índice pluviométrico, o principal fator deflagrador é a chuva. Esta, muitas vezes, apresenta grande volume precipitado em um curto intervalo de tempo, bem como chuvas prolongadas, o que gera a saturação do solo e, por conseguinte, a desestabilização das forças internas do material alterado.

3. MINERALOGIA COMO FATOR CONDICIONANTE

Selby (1993) destaca que intemperismo possui grande importância na transformação de uma rocha resistente para solos menos resistentes e, por conta de ser um processo lento, sua importância na progressiva redução da resistência é negligenciada. A ruptura inesperada de uma encosta, conhecidamente estável por centenas de anos, pode ser atribuída ao intemperismo através de fatores indiretos, como a criação de materiais mais permeáveis que permitem maiores poro-pressão redução da coesão e ângulo de fricção devido a mudanças mineralógicas.

Os perfis intemperizados provenientes de granito apresentam como principais minerais primários o quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita e, em alguns casos, muscovita e anfibólio. Em geral, o intemperismo inicia-se pela penetração de água em juntas e fraturas e, em seguida, os minerais ferromagnesianos e feldspatos começam a se alterar, podendo formar goethita e caulinita, de modo que Al e Fe são retidos, mas os componentes mais solúveis (Mg, Na, K e Ca) são perdidos no saprolito inferior. Em condições extremas, particularmente em locais com altas temperaturas e pluviosidades, pode ocorrer a destruição de caulinita e a remoção de sílica em solução, produzindo hidróxidos de alumínio (gibbsita e boehmita). Produtos de intemperismo menos estáveis, como as esmectitas, os carbonatos, os sulfatos e os haletos, podem ser completamente destruídos em diferentes condições de intemperismo, liberando seus elementos principais, secundários e elementos traço (MCQUEEN e SCOTT, 2008).

O intemperismo químico pode induzir a completa decomposição de quase todos os minerais originais de uma rocha, resultando na formação de um material composto inteiramente por minerais de novas espécies, particularmente os minerais de argila (SELBY, 1993). Além disso, em ambientes com volumes pluviométricos maiores, mais minerais são dissolvidos e aumentam-se as reações químicas, fazendo com que as argilas sejam, ao mesmo tempo, formadas e alteradas (SELBY, 1993) (**Tabela 2**).

Quando há a pedogênese, sendo ela inicial ou em estágio mais avançado, o solo apresentará uma organização mineralógica em que os minerais primários ocorrem principalmente na fração areia e silte, assim como os minerais secundários são encontrados principalmente na fração argila e, às vezes, na fração silte (SPARKS, 2003). Além dos minerais secundários, como os argilominerais (argilas filossilicatadas), óxidos, hidróxidos e oxihidróxidos, a fração argila dos solos pode conter, ainda, matéria orgânica e materiais amorfos (RESENDE *et al.*, 2007).

Tabela 2 - Estágios no intemperismo de minerais no solo.

Estágio do Intemperismo	Tipo de Mineral	Características do Solo
Estágio Inicial	Gipsita Calcita Hornblenda Biotita Albita	Esses minerais ocorrem nas frações areia, silte e argila de solos jovens ao redor do mundo, e em solos de regiões áridas onde a falta de água inibe o intemperismo químico e a lixiviação
Estágio Intermediário	Quartzo Muscovita (também Ilita) Vermiculita e minerais interestratificados Montmorillonita	Encontrados principalmente em solos de áreas temperadas, frequentemente em materiais de origem glacial ou periglacial; geralmente férteis, com grama ou floresta como vegetação natural
Estágio Avançado	Caulinita Gibbsita Hematita e Goethita Anatásio	Encontrados na fração argila de vários solos muito intemperizados em antigas superfícies terrestres de regiões intertropicais úmidas e quentes; muitas vezes de baixa fertilidade

Fonte: Jackson *et al.* (1948) e modificado de White (2006)

Entre os minerais da fração argila, destaca-se os argilominerais, definidos como silicatos com formato laminar. Podem apresentar três estruturas distintas, todas compostas por tetraedro de Si e octaedro de Al, Mg ou Fe, organizados em estrutura formada por camadas 1:1, estrutura formada por camadas 2:1 e estrutura formada por camadas 2:1:1 (SPARKS, 2003). Segundo Brady e Weil (2013), essas estruturas são compostas por lâminas/folhas de tetraedros e octaedros ligadas por meio do compartilhamento de oxigênios, sendo que o tipo de organização dessas lâminas varia para cada tipo de argila e irá controlar suas atividades químicas e físicas.

A camada 1:1 organiza-se na forma de uma folha de tetraedro de Si para uma de octaedro de Al (Fe), tendo como exemplo mais conhecido a caulinita, do grupo do caulim. A camada 2:1 é formada por uma folha de octaedro de Al (Mg, Fe) em meio a duas folhas de tetraedro de Si, sendo os grupos mais comuns o de esmectita, mica e vermiculita. Por fim, a camada 2:1:1 é composta por uma folha de octaedro de Al (Mg, Fe) em meio a duas folhas de tetraedro de Si, sendo a entrecamada (espaço entre as camadas dentro do cristal) ocupada por um hidróxido de Al (Mg, Fe); como exemplo cita-se o grupo das cloritas (SPARKS, 2003; BRADY e WEIL, 2013). Os filossilicatos podem, ainda, ocorrer em misturas, ou seja, interestratificados, sendo que um cristal pode ser constituído de dois ou mais tipos de filossilicatos (RESENDE *et al.*, 2011).

O comportamento das argilas, em especial dos argilominerais, é muito complexo durante um cisalhamento devido à diversos fatores, destacando-se sua mineralogia, conteúdo de água, estrutura do solo, entre outros, fazendo com que um solo em que predomina caulinita (1:1) tenha

comportamento muito distinto em relação a um solo em que predomina a montmorilonita (2:1) (SRIDHARAN *et al.* 1971; BRADY e WEIL (2013). No geral, a resistência ao cisalhamento possui três componentes: atrito, dilatação e coesão (LAMBE, 1960).

O atrito é uma característica física dada entre as superfícies das partículas e que, muitas vezes, é o controle básico da resistência do solo (ZARUBA e MENCL, 1982). Ele tem influência direta da mineralogia e deve ser considerado, principalmente, para solos secos ou insaturados, tendo como fator principal a microrugosidade da superfície das partículas (SRIDHARAN *et al.* 1971; ZARUBA e MENCL, 1982). Relacionado a este parâmetro tem-se o ângulo de atrito, o qual corresponde ao ângulo máximo que a massa de solo/rocha, em repouso em uma superfície, pode suportar antes de sua ruptura. Este pode ser atribuído especificamente a cada mineral (*i.e.* quartzo = 26° a 30°) ou mesmo a massa como um todo, considerando que seu valor é inversamente proporcional a plasticidade dos minerais e do conteúdo de água (ZARUBA e MENCL, 1982).

A morfologia laminar dos argilominerais resulta em baixo atrito quando orientados face-face, proporcionando assim certo grau de lubrificação (SUMMA *et al.*, 2010), mas também podem gerar orientação das partículas em contato aresta-aresta, o que pode ser crucial ao desenvolvimento de um fluxo preferencial e ruptura da encosta. Para que isso ocorra, é necessário saber a proporção das frações do solo, pois Selby (1993) aponta que uma quantidade acima de 15% no conteúdo de argila fará com que o material tenha um comportamento ligado à estrutura granular; já um solo com mais de 40% de argila terá propriedades dominadas pela presença dessa fração. É neste último caso que os argilominerais podem se orientar de forma mais efetiva, tendo então a possibilidade de formação de uma superfície de cisalhamento contínua devido à clivagem e baixo atrito.

As propriedades mecânicas do solo também dependem da quantidade de água que nele está contido e tal retenção possui relação direta com a composição mineralógica do solo (DOLINAR, 2004). Os filossilicatos podem reter até 45% de água em suas partículas de solo ou rocha, ao passo que as areias não têm capacidade de reter senão 3% (CRUZ, 1974), fazendo com que a resistência do material argiloso diminua significativamente quando saturado (SELBY, 1993). Nesse sentido, a dilatação é um atributo importante de solos coesos e que afeta diretamente a estabilidade de encostas devido à sua variação de plasticidade.

Contudo, nem todas as argilas respondem à absorção de água da mesma maneira devido ao seu arranjo cristalino. Isso é dado pelo fato de argilas expansivas, como a vermiculita e a esmectita, incorporarem água em seu retículo cristalino, acompanhando o aumento e diminuição de umidade do solo, tendo então um índice de plasticidade (VARGAS, 1977; SIDLE e OCHIAI, 2006), que irá alterar as forças internas do material e, por conseguinte, a estabilidade da encosta.

Por outro lado, materiais com alta porcentagem de caulinita tem baixo potencial de dilatação, plasticidade e de capacidade de troca catiônica (SIDLE e OCHIAI, 2006).

A dilatação, então, terá reflexo sobre a resistência ao cisalhamento do solo. As frações de argila que possuem maior quantidade de montmorilonita possuem menor resistência e maior potencial de deslizamento sendo mais propícios a escorregamentos em comparação a fração de argila com maior conteúdo de caulinita e clorita (UNDERWOOD, 1967). As esmectitas são o tipo de argila mais crítico para deflagração de escorregamentos quando úmidas e expandidas (REGMI *et al.*, 2013), pois se expandem e contraem facilmente dependendo da quantidade de água e cátions presentes (SIDLE e OCHIAI, 2006). As caulinitas e as esmectitas representam os extremos de hidratação, enquanto ilitas e cloritas se caracterizam como intermediárias nesse quesito (PUSCH, 2006).

A resistência ao cisalhamento drenada dos solos se manifesta pelo parâmetro de coesão (SRIDHARAN e PRAKASH, 1999). Trata-se de um atributo químico, o qual é regido pelas ligações químicas estruturais e entre as partículas (SRIDHARAN *et al.* 1971). É uma medida intrínseca do material sem o stress normal (medido em kPa) (BIERMAN e MONTGOMERY, 2014) e varia conforme a sua tipologia, o que gera, consequentemente, comportamentos diferenciados.

O mecanismo que controla a resistência ao cisalhamento não drenado dos solos é atribuído aos minerais da fração argila (SRIDHARAN e PRAKASH, 1999), pois, devido à sua alta área superficial específica e a presença de cargas superficiais, esses minerais possuem grande capacidade de adsorção resultante da interação entre eles e a água por meio de forças superficiais como, por exemplo, Van der Waals, ligações de hidrogênio e ligações catiônicas (CARVALHO, 1989).

Diversos estudos atribuem a coesão de argilas dos solos a dois diferentes mecanismos: (a) às forças de atração entre as partículas (sólido-líquido) (MICHAELS, 1959; ROSENQVIST, 1959; LAMBE, 1960; YOUNG e WARKENTIN, 1966); e (b) às moléculas de água adsorvidas na dupla camada difusa (GRIM, 1948; HAEFELI, 1951) (sólido-líquido). Sridharan e Prakash (1999) mostraram que ambos os mecanismos são aplicáveis, contudo, eles variam conforme a tipologia do argilomineral. Em seu estudo, os autores testaram ambos os mecanismos nas duas tipologias extremamente opostas quanto ao comportamento mecânico, sendo a caulinita e a montmorillonita.

Com os ensaios laboratoriais, Sridharan e Prakash (1999) observaram que com a retirada de sesquióxidos e matéria orgânica das amostras houve uma redução na resistência ao cisalhamento da caulinita. Ao mesmo tempo, a extração de sesquióxidos e matéria orgânica das

amostras de montmorillonita resultou no aumento da resistência ao cisalhamento. Como resultado, perceberam que o mecanismo que controla a coesão da caulinita é regido pela rede de forças atrativas e do modo de disposição das partículas, o qual é comandado pelas forças interpartículas, enquanto que para montmorillonita pode-se atribuir à adsorção de água na dupla camada difusa. Qualquer fator responsável pelo aumento das forças atrativas entre partículas, aumentará a resistência ao cisalhamento da caulinita. Ao passo que qualquer mudança que promova o aumento da espessura da dupla camada difusa, aumentará a resistência ao cisalhamento das montmorillonitas (SRIDHARAN e PRAKASH, 1999).

A Dupla Camada Difusa (DCD ou *diffuse double layer*) é constituída por uma carga de superfície e subcamadas de contra-íons compactos e difusos (íons de carga oposta à carga de superfície), e se relaciona com o comportamento de sorção (SPARKS, 2003). Sua espessura diminui quando aumenta a concentração de eletrólitos e aumenta a valência dos cátions (SRIDHARAN *et al.* 1971) (**Fig. 3 e Tabela 3**). Além disso, a água presente na dupla camada difusa possui caráter viscoso (SRIDHARAN e PRAKASH, 1999).

Figura 3 - Modelo da Dupla Camada Difusa.

Fonte: Traduzido de van Olphen (1977) *in* Sparks (2003).

Tabela 3 - Espessura aproximada da dupla camada difusa em partículas coloidais.

Concentração de íons (mol/L)	Espessura da Dupla Camada Difusa	
	Íons Monovalentes	Íons Divalentes
10^{-5}	100 nm	50 nm
10^{-3}	10 nm	5 nm
10^{-1}	1 nm	0,5 nm

Fonte: Traduzido de van Olphen (1977) *in* Sparks (2003).

A diminuição da dupla camada difusa gera adesão e reorientação das partículas, e isso causa uma alteração em nível microscópico, mas reflete significativamente em níveis macroscópicos dos parâmetros de resistência (SRIDHARAN *et al.* 1971). Além de controlar a

coesão de alguns argilominerais, a dupla camada difusa pode refletir na porosidade do solo. Quanto maior a espessura da dupla camada difusa, maior será a contribuição da resistência ao cisalhamento viscosa à resistência ao cisalhamento não drenado (SRIDHARAN e PRAKASH, 1999).

A teoria de Gouy-Chapman diz que a natureza e a espessura da dupla camada difusa controlam o mecanismo de atração (BASMENJ *et al.* 2017). Mas é necessário destacar que sua espessura só é relevante para minerais expansíveis, como a montmorillonita, e não tem função importante para a caulinita.

Além da coesão, ângulo de atrito e dilatação, a mineralogia de argila pode interferir na tensão de cisalhamento por meio do aumento da poro-pressão e do peso do solo. Tal aumento ocorre através da absorção de água na fração argila, a qual será diferenciada em cada fase mineralógica. A caulinita, por não apresentar basal expansível e não ter alta área superficial específica, terá uma menor capacidade de retenção de água, acarretando em um baixo limite de liquidez e de plasticidade. Por outro lado, o grupo das esmectitas suporta um alto teor de água em sua entrecamada e em seus ultramicroporos, fazendo com que apresente um índice de plasticidade e liquidez maior que o da caulinita, sendo que quanto maior o índice de plasticidade, maior são as propriedades coloidais das argilas (SKEMPTON, 1953). Por outro lado, quanto menor a plasticidade, menor é a força de cisalhamento solicitada para que argilas orientadas face-face deslizem entre si (SANTOS, 1989).

Neste sentido, para Skempton (1953), a atividade das argilas pode ser dividida em: (a) Inativas, as que possuem $LP < 0.75$; (b) Normais, as que possuem LP entre 0.75 a 1.25; e (c) Ativas, as que possuem $LP > 1.25$ (**Tabela 4**).

Tabela 4 - Valores de Limite de Plasticidade (LP) para alguns minerais presentes na fração argila.

<i>Mineral</i>	<i>Atividade</i>	<i>Referência</i>
Quartzo	0.0	von Moos (1938)
Calcita	0.18	von Moos (1938)
Mica (muscovita)	0.23	von Moos (1938)
Caulinita	0.33 / 0.46	Northey (1950) Samuels (1950)
Ilita	0.90	Samuels (1950)
Ca-Montmorillonita	1.5	Samuels (1950)
Na-Montmorillonita	7.2	Samuels (1950)

Fonte: Traduzido de Skempton (1953)

Em suma, os minerais de argila possuem um efeito adverso na estabilidade de encostas, pois: (a) sua formação causa a diminuição de resistência da rocha (SELBY, 1993); ; (b) são laminares, o que diminui o atrito e ângulo de atrito, podendo ainda gerar um fluxo preferencial; (c) (e) alguns minerais de argila, como as esmectitas, expandem-se quando úmidas (REGMI *et al.*, 2013), alterando volume e peso da massa; e (f) a coesão do solo está atrelada aos argilominerais, sendo este parâmetro variável conforme tipologia e conteúdo de água.

Com isso, a diferenciação de comportamento entre os filossilicatos terá relação direta com as estabilidades de encostas e a suscetibilidade a movimentos gravitacionais de massa, uma vez que HUNGR *et al.* (2013) traz que o tipo de material é um dos fatores mais importantes que influenciam no comportamento desses processos.

Desta forma, conhecimento das propriedades das argilas (*i.e.* expansão) em nano e meso escalas pode permitir previsões no comportamento mecânico macroscópico (PUSCH, 2006). Nesse sentido, para a análise satisfatória de todos os problemas de estabilidade, uma compreensão do comportamento de resistência ao cisalhamento dos solos é essencial (SRIDHARAN e PRAKASH, 1999) e isso é possível a partir do conhecimento dos componentes minerais do solo (WHALLEY, 1976).

4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

4.1. Breve Caracterização Regional

A área de estudo (**Fig. 4**) situa-se na cidade de Itaóca, no extremo sul do estado de São Paulo, divisa com o estado do Paraná. Seu contexto geológico regional corresponde ao Cinturão Ribeira, o qual é composto por blocos de origens distintas, como embasamento alóctone, granitóides intrusivos, rochas vulcanossedimentares, entre outros (FALEIROS *et al.*, 2012). Para Mello e Bettencourt (1998), o Cinturão de Dobramentos Ribeira apresenta unidades arqueanas a neoproterozóicas distintas, sendo faixa milonito-gnaissicas, núcleos de alto grau de metamorfismo, sequências metavulcanossedimentares, alguns corpos metabásicos e diversos maciços granitoides.

Campanha e Sadowski (2002) dividem, especificamente, a região do Vale do Ribeira em blocos tectônicos que são separados por zonas de cisalhamento, apontando: Bloco Apiaí, delimitado pelas falhas do Espírito Santo e Carumbé; o bloco Lajeado, que se delimita pelo Lineamento Figueira e pela Falha do Carumbé; o bloco Ribeira, delimitado por lineamentos, sendo Figueira e Ribeira; e, por fim, o bloco Andorinhas, que se delimita pelo lineamento Ribeira.

Ao que concerne o trabalho, foca-se no bloco Lajeado, que é constituído pelo Subgrupo Lajeado e pelos granitos Itaóca e Vargem Grande, sendo que as rochas que o compõem encontram-se pouco ou muito pouco deformadas, com exceção das que se encontram próximas às zonas de cisalhamento (CAMAPANHA e SADOWSKI, 2002). Já em questão à orientação apresentada no bloco Lajeado, os autores observaram que a maior tendência é NE/SW sub-horizontal, mesmo para rochas situadas na porção central do bloco, seguindo a predominância regional.

Vale ressaltar que as bibliografias que trazem a caracterização litológica aqui utilizada divergem quanto à classificação de Grupo ou Subgrupo Lajeado. Faleiros *et al.* (2012) trazem que o Grupo Lajeado mantém a compartimentação proposta por Campanha *et al.* (1985), como Subgrupo, contudo, acrescenta-se o Mármore Apiaí, tornando-se, então, Grupo.

O Grupo Lajeado apresenta depósitos carbonáticos referentes a águas mais profundas, e foi subdividido em 7 grupos, sendo, do basal ao superficial: Formação Betari, Formação Bairro da Serra, Formação Água Suja, Formação Mina de Furnas, Formação Serra da Boa Vista, Formação Passa Vinte e Formação Goturuba (CAMPANHA *et al.* 2016).

Figura 4- Mapa de localização da área de estudo. (A) Localização da bacia do rio Gurutuba no município de Itaóca; (B) Localização da cicatriz amostral na bacia do Gurutuba; (C) Cicatriz amostral

Fonte: Autora.

No contexto da geomorfologia regional, Ross e Moroz (1997) incluem a área de estudo na unidade do Planalto do Ribeira/Turvo, sendo representada por formas muito dissecadas, com vales encaixados e alta densidade de drenagem. Além disso, Ross (2002) traz que Itaóca localiza-se no Sistema de morros em superfície de cimeira do Alto Ribeira. Para ele, tal sistema é composto por planaltos com topos nivelados em torno de 900 metros, onde os setores mais elevados podem chegar a 1000-1100 metros, apresentando uma morfologia caracterizada por cristas alongadas e contínuas. Além disso, o autor indica que a área possui fragilidade, a partir das características de relevo, relativa a processos erosivos, principalmente àqueles que são gerados por escoamento superficial de altos índices pluviométricos.

Os dados pedológicos disponíveis são referentes ao mapeamento pedológico do estado de São Paulo, o qual corresponde a uma atualização, em escala de 1:250.000 e 1:100.000, do mapa pedológico publicado em 1999 (ROSSI, 2017).

De acordo com esse mapeamento de Rossi (2017), no Maciço Itaóca a subordem que predomina é a de Argissolos Vermelho-Amarelos, ocupando quase que integralmente a área; em seguida aparece a subordem de Gleissolos Háplicos, bordeando as várzeas do Rio Ribeira de Iguape; por fim, mais no limite norte do maciço, em contato com os metassedimentos do Grupo Lajeado, aparecem os Neossolos Litólicos e os Cambissolos Háplicos (**Fig. 5**). A parte da figura que se encontra em branco refere-se à falta de dados, pois o mapeamento utilizado é para o estado de São Paulo, e o trecho extremo sul do maciço já se localiza no estado do Paraná. Além disso, devido a escala desse mapeamento ser pequena, os limites entre as ordens de solo podem não ser precisos.

A região do Vale do Ribeira é recoberta por Floresta Tropical Atlântica, apresentando transição para Floresta de Araucária em seus setores mais altos e frios (ROSS, 2002). Pela classificação de Köppen, o clima de Itaóca é Cfa, subtropical, tendo janeiro como o mês mais chuvoso, alcançando quase 200 milímetros (Climate Data, 2018). Para Nimer (1977), o clima nos arredores das cidades de Itaóca, Apiaí, Ribeira, é caracterizado por temperatura média anual de 22°C e índice pluviométrico anual de 1250 a 1500 milímetros, sendo classificado como clima tropical subquente, superúmido com subseca.

Figura 5 - Subordens dos solos do Maciço Itaóca associados com as fácies graníticas de Faleiros *et al.* (2012).

Fonte: Autora.

4. 2. Batólito Granitóide Itaóca

O Maciço Granitóide Itaóca é um batólito *sin a tardi*-tectônico em relação à deformação da bacia Açungui, Ciclo Brasileiro (Mello e Bittencourt, 1998), que intrudiu os metassedimentos do subgrupo Lajeado, datando-se em 623 ± 10 Ma – idade obtida por Salazar *et al.* (2008) a partir de datação U-Pb SHRIMP em zircão (SALAZAR, 2010), e que possui área superior a 200 Km² (FALEIROS *et al.*, 2012).

Landim *et al.* (1974) indicam que o caráter intrusivo do batólito pode ser comprovado por meio de auréolas de metamorfismo, juntamente com várias ocorrências de apófises que cortam os metassedimentos ao entorno. Neste sentido, Campanha *et al.* (2016) trazem que o granito Itaóca intrudiu o Grupo Lajeado, resultando, então, em pendentes de tetos e enclaves no batólito derivados desse Grupo (SALAZAR e ARCHANJO, 2013).

Localizado entre as zonas de cisalhamento Quarenta Oitava a norte e Ribeira Sul a nordeste, possui uma borda granítica milonitizada, com uma trama magmática com tendência a ser paralela à zona de cisalhamento Ribeira, e é caracterizada como um monzogranito com

presença de fenocristais de K-feldspato, plagioclásio, quartzo, anfibólio, biotita, além de titânia, epidoto e magnetita (SALAZAR, 2010). Já Faleiros *et al.* (2012), o classificam como granitóide calcioalcalino monzonítico e o enquadra no evento de magmatismos neoproterozóicos da região.

Campanha e Sadowski (2002) apontam que o Granito Itaóca é afetado diretamente por zonas de cisalhamento transcorrentes, se apresentando milonitizado pelo Lineamento Ribeira, que se localiza em seu extremo sul. O contato do maciço com suas encaixantes apresenta-se discordante a parcialmente concordante (Mello e Bittencourt, 1998).

A partir de uma análise de agrupamentos (*cluster analyses*), Landim *et al.* (1974) encontraram zonas quimicamente diferentes do Maciço Itaóca, indicando que tal diferenciação pode ser advinda de uma tectônica de borda ou de processos metassomáticos.

Os autores usaram como variáveis de análise os óxidos SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, CaO, Na₂O, K₂O e P₂O₅ e os elementos traços Cr, Nb, Ni, Cu, Zn < Zr, Sr, Pb, Ba e Rb. A partir disso, delimitaram dois grupos geoquimicamente distintos. O primeiro grupo encontrado, B1, localiza-se nas porções W e SE do batólito, sendo que suas amostras apresentaram uma composição acentuadamente mais granítica, tendo uma maior concentração de Na₂O e K₂O juntamente com uma concentração mais baixa de CaO. Já o segundo grupo, A-A1, encontra-se nas porções restantes, e apresenta amostras com menor teor de SiO₂ e maior teor de TiO₂, Fe₂O₃, FeO, MgO, CaO e P₂O₅, possuindo, assim, uma composição granodiorítica. Contudo, tanto as rochas do grupo A-A1 como as do grupo B1 possuem caráter porfiróide devido aos megacristais de feldspato alcalino.

Mello (1995) também divide o maciço em diferentes grupos a partir de suas diferenciações. Neste trabalho, então, são apresentadas três unidades litológicas distintas, sendo Itaóca, Saltinho e Milonítica, correspondendo, respectivamente, à granitóides cinzentos, róseos e miloníticos (**Fig. 6**). A primeira representa cerca de 70% da área total do batólito, aflorando na parte central e leste, e que corresponde à Fácies A de Faleiros *et al.* (2012). A unidade Saltinho perfaz 20% do maciço, localizando-se a oeste. Por fim, a Unidade Milonítica localiza-se na região sul do batólito, correspondendo apenas a 10% da área total, correspondendo à Fácies B de Faleiros *et al.* (2012). Cada unidade apresenta diferentes fácies, podendo ser cinza, rósea ou milonítica.

Figura 6 – Croqui da divisão das unidades granitóides do Maciço Itaóca e alguns pontos de coleta de amostras realizadas pelo autor para caracterização mineral.

Fonte: Adaptado de Mello (1995).

Essas fácies apresentam rochas com orientação mineral incipiente, a qual não se sabe a origem, mas pode estar relacionada a fluxo magmático ou deformação por cisalhamento (MELLO e BETTENCOURT, 1998).

Há diversas ocorrências minerais no maciço, destacando-se as wollastonita (CaSiO_3) e scheelita-powellita [$\text{Ca}(\text{W},\text{Mo})\text{O}_4$], formadas pelo metamorfismo térmico de contato (MELLO, 1995). Já em veios de quartzo, que se alojam em fraturas ou zonas de cisalhamento do batólito, aparecem minerais como pirita, pirrotita, calcopirita, molibdenita e galena (*op. cit.*). Para Mello e Bettencourt (1998), os granitóides do maciço Itaóca foram submetidos a processos de feldspatizações potássica e sódica nas fácies mais evoluídas do batólito.

4. 3. Bacia do Rio Gurutuba – Unidade Granítica Itaóca

A Fácies A do Granito Itaóca possui três bacias hidrográficas que foram afetadas por movimentos de massa em 2014: A bacia do Palmital, do Guarda-Mão e do Gurutuba (**Fig. 7**). Essas duas últimas são afluentes do rio Palmital que, por sua vez, desagua no rio Ribeira de Iguape, o maior e mais importante rio da região. A bacia do Gurutuba possui maior concentração de cicatrizes em sua margem direita, predominando, ainda, nos terços médio e inferior (CAROU *et al.* 2017). Ademais, percebe-se que a porção noroeste possui baixa incidência de cicatrizes e a porção norte não teve nenhuma deflagração do processo. Possui 4,5 Km², é caracterizada por altas declividades, vales entalhados e grande amplitude altimétrica, e se localiza, quase integralmente, no Maciço Itaóca. Suas cabeceiras a norte situam-se na transição entre o batólito e os metassedimentos do Grupo Lajeado, e tal divisor topográfico também corresponde à divisa entre os municípios de Apiaí e Itaóca.

Figura 7 - Imagem aérea das bacias afetadas pelo evento em Itaóca. A Bacia do rio Palmital, localizada nos metassedimentos, apresentando cicatrizes mais alongadas; A Bacia do rio Guarda-Mão, tendo destaque ao canal principal entulhado de detritos resultantes de uma corrida; e a Bacia do rio Gurutuba, a qual apresentou o maior número de escorregamentos. As bacias do Guarda-Mão e Gurutuba são afluentes da Palmital.

Bacias hidrográficas afetadas pelo evento de 2014 em Itaóca-SP

Fonte: Autora.

A baixa bacia possui um relevo de topos mais suaves e arredondados, apresentando em algumas áreas afloramento de matacões; já os terços médio e superior possuem um relevo mais dissecado, sendo que a partir da média bacia, no sentido montante, o relevo começa a se tornar muito íngreme, apresentando afloramentos rochosos. Percebe-se que a área possui um notável controle estrutural da drenagem, apresentando formas retilíneas e cotovelos; e também de encostas, as quais apresentam alinhamento de cristas e facetas triangulares, controle respectivo à atuação da Zona de Cisalhamento Quarenta-Oitava que se encontra ao norte, na transição entre o batólito e os metassedimentos.

A bacia possui padrão de drenagem retangular, com vários cursos controlados por lineamentos, e amplitude altimétrica de 700 metros. Em campo, constatou-se que a mesma possui baixíssima urbanização, tendo então pouca interferência antrópica, e perfis graníticos de alteração com matacões mamelonizados por intemperismo *in situ*.

Ao que tange aos atributos geomorfológicos gerais da bacia, BONINI *et al.* (2017) identificaram que 24,4% da área é composta por ângulos entre 25° e 30°; 30,4% possui hipsometria entre 750 a 850 metros de altitude; 20,8% das encostas estão orientadas para Sul, 20,8% para Sudeste e 18,2% para Leste; e, por fim, possui um equilíbrio entre as categorias de curvatura das encostas, sendo 33,3% convexas, 34,9% retilíneas e 31,8% côncavas.

Localiza-se majoritariamente na litologia do Granito Itáoca Fácies A (CPRM, 2006) (**Fig. 8**), Unidade Itaóca (MELLO, 1995) ou Zona A-A1 (LANDIM *et al.*, 1974) e possui lineamentos que seguem, majoritariamente, o *trend* regional do Ribeira, NE-SW, o que, como aponta Landim *et al.* (1974), também acontece no batólito. Drena as litofácies descritas por Mello (1995) como Cinza 1 (predominante), 2 e 3, correspondentes à Unidade Itaóca, não tendo, geologicamente, interferência dos hornfels ou dos pendentes de teto. Essa Unidade corresponde à cerca de 70% da área do batólito – porções central, norte e leste da intrusão – e pode ser considerada a mais precoce, tendo sido injetada pelos granitoides da Unidade Saltinho (MELLO e BETTENCOURT, 1998). As rochas correspondentes às Fácies Cinza 1, 2 e 3 são porfiróides (**Fig. 9**). Nas duas primeiras citadas pode-se encontrar monzogranitos, quartzo-monzonitos e quartzo-sienitos cinzentos, tendo todos, variações melanocráticas. Já na Fácies Cinza 3, pode-se encontrar monzogranitos hololeucocráticos cinza (MELLO e BETTENCOURT, 1998) (**Tabela 5**).

Figura 8 -Geologia da bacia do rio Gurutuba.

Fonte: Autora.

Figura 9 - Amostras das fácies cinzas da Unidade Itaóca. (a) Cinza 1; (b) Cinza 2; e (c) Cinza 3

Fonte: Mello (1995).

Tabela 5 -Composição química (elementos maiores) das fadas da Unidade Itaoca

Elementos (%)																	Fácies
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	BaO	F	S	Co ₂	H ₂ O ⁺	Total	Cinza 1
62,5	15,3	1,7	3,3	3,7	1,8	3,8	4,9	0,05	1,0	0,47	0,27	0,14	0,06	0,10	0,79	99,83	
63,4	15,6	1,4	3,1	3,5	1,6	3,9	5,0	0,04	0,95	0,41	0,28	0,12	0,12	0,10	0,40	99,81	
67,0	14,8	1,2	2,2	2,8	1,2	3,9	5,0	0,03	0,75	0,34	0,23	0,12	0,06	0,10	0,19	99,87	
64,3	15,3	<0,1	4,0	3,1	1,7	3,7	5,4	0,04	0,94	0,43	0,30	0,11	0,06	0,15	0,33	99,81	Cinza 2
67,2	14,6	1,1	2,0	2,5	1,3	3,8	5,5	0,04	0,70	0,38	0,22	0,13	0,07	0,10	0,38	99,96	
68,8	14,6	1,1	1,6	2,1	0,9	3,5	5,4	0,03	0,60	0,26	0,21	0,11	0,06	0,10	0,56	99,89	
65,8	15,2	1,0	2,3	2,8	1,2	3,5	5,5	0,04	0,82	0,41	0,26	0,12	0,07	0,25	0,62	99,83	
65,0	15,4	1,1	2,3	2,9	1,4	3,3	5,7	0,04	0,77	0,36	0,28	0,10	0,08	0,60	0,62	99,88	Cinza 3
72,0	14,5	0,5	0,79	0,8	0,4	3,4	5,7	<0,01	0,43	0,22	0,20	0,06	0,64	0,15	0,31	100,12	
70,4	14,4	1,1	1,1	1,3	0,6	3,7	5,0	<0,01	0,61	0,29	0,17	0,01	0,93	0,15	0,30	100,23	

Fonte: Adaptado de Mello e Bettencourt (1998)

Nos arredores da bacia do Gurutuba, ainda no Granito Itaóca Facie A, pôde-se observar a presença de taludes abertos por obras que expõem o material alterado. Nesses é possível ver processo de intemperismo *in situ* do granito, exumação de *core stones*, veios de quartzo de grandes proporções, esfoliação esferoidal (**Fig. 10**) e orientação incipiente de minerais, o que pode ser resultante da origem *sin*-tectônica do batólito, como aponta Mello e Bettencourt (1998). Esses perfis mostram uma alteração muito semelhante entre si, dando um panorama geral de como ocorre a evolução desse material.

Figura 10 - (A) Perfil de alteração do granito com destaque para um grande veio de quartzo; (B) e (C) Perfis distintos de alteração do granito com destaque para exumação de *core stones*; (D) Esfoliação esfeirodal encontrada em granito do perfil da foto B. Todos os perfis se localizam na estrada de acesso ao bairro Gurutuba, fora da bacia homônima, mas próximos à sua confluência.

Fotos: (A), (B) e (D) Autora; (C) Bonini, J. E. (2017).

Umas amostras retiradas desses pontos indicaram baixo grau de intemperismo (rebote de 40 no martelo de Schmidt) do matacão da **Fig. 10d**, com presença de biotita, feldspatos sódicos e potássicos, quartzo e características semelhantes às descritas por Mello (1995) para o Granito da Unidade Itaóca Fácies Cinza 1 (**Fig. 11**). O autor aponta que essa rocha possui estrutura maciça, porfiróide com presença de megacristais de k-feldspato, presença de quartzo e máficos e cores cinzas ou arroxeadas em matriz de granulação média.

Figura 11 - Amostra de granito pouco intemperizado submetida a análise em lupa eletrônica com zoom de 10 e 30x, respectivamente.

Fonte: Autora.

Quanto aos solos da bacia, encontrou-se certa dificuldade para sua caracterização a partir de dados secundários devido às escalas de análise dos trabalhos publicados. Assim, deve-se considerar que os dados obtidos possuem escalas incompatíveis com o trabalho, contudo, fornece um panorama geral a respeito do assunto.

Ross (2002), considerando a divisão de sistemas do Ribeira de Iguape, traz que Itaóca possui, nas áreas mais baixas, solos dos tipos Cambissolos álicos (tipologia predominante) e Cambissolos distróficos em associação com Neossolos Litólicos. Já nas outras áreas encontram-se solos do tipo Argissolos (Podzólico) Vermelho-amarelo, Latossolos Amarelos e Latossolos Vermelho-Amarelo álicos de textura argilosa.

Já em um levantamento mais recente, o mapa de Rossi (2017), escala 1:750.000, aponta que especificamente na bacia do Gurutuba (**Fig. 12**) pode-se encontrar as seguintes ordens de solo: (a) “**Argissolo** - PVA36 - Associação de Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico ou abrupto, A moderado, textura média com cascalho/argilosa com cascalho + Cambissolo Háplico, A chernozêmico, textura média com cascalho, ambos fase relevo forte ondulado e ondulado”; (b) “**Cambissolo** - CX15 - Associação de Cambissolo Háplico textura argilosa + Chernossolo Argilúvico/Háplico, textura argilosa + Neossolo Litólico textura média ou argilosa, substrato metacalcáreo, todos Ta Eutróficos, A moderado, fase relevo forte ondulado”; e (c) “**Neossolo** - RL20 - Associação de Neossolo Litólico Eutrófico/Distrófico A moderado, textura média, substrato metassedimentos + Cambissolo Háplico Distrófico A moderado textura média, ambos fase relevo forte ondulado e montanhoso” .

Figura 12 -Mapa Pedológico da bacia do rio Gurutuba com a distribuição das cicatrizes do evento de 2014.

FONTES:
 Base Pedológica: Instituto Florestal, Secretaria do Meio Ambiente, Governo do Estado de São Paulo. Escala 1:750.000 (2017).
 Base cartográfica: Vetorização manual da carta Rio Palmital (escala 1:10.000) do Instituto Geográfico e Cartográfico.
 Cicatrizes: Aerofotointerpretação (CAROU et al. 2017)

Elaboração: Camila Bertaglia Carou (2018)

Fonte: Autora.

5. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Optou-se pela análise em escala de encosta, a qual possibilita um reconhecimento detalhado dos materiais, tendo como área amostral uma cicatriz deflagrada no evento de 2014. Esta última foi analisada por meio de coleta de amostras em pontos estratégicos, os quais possibilitaram uma retroanálise do material escorregado, utilizando técnicas de pedologia para campo e laboratório. Sendo assim, a pesquisa foi dividida em etapas, englobando: (a) Trabalhos de campo para reconhecimento da área, caracterização do meio físico e coleta de amostras; (b) Análises laboratoriais; e (c) Análises em gabinete de dados primários e secundários (**Fig. 13**).

Figura 13 -Fluxograma das etapas de trabalho

Fonte: Autora.

5.1 Seleção de cicatriz amostral

Para a escolha dessa cicatriz foram definidos alguns critérios: Inventário das cicatrizes; seleção da área da bacia do Gurutuba com maior concentração de cicatrizes, a partir da delimitação de uma sub-bacia; levantamento de parâmetros morfológicos (área de contribuição, curvatura e declividade); e seleção de cicatrizes que correspondessem aos parâmetros morfológicos mais significativos. Com esses critérios, chegou-se a 18 possíveis cicatrizes de análise. Para a seleção da cicatriz amostral, as mesmas foram conferidas em campo quanto aos seguintes requisitos: (a) Acessibilidade e condições para coleta das amostras – considerando os equipamentos utilizados e as dimensões das amostras recolhidas; e (b) Mínima interferência antrópica, que poderia afetar no resultado de análise.

5.1.1 Inventário de cicatrizes

A fim de documentar a extensão do evento de 2014, bem como utilizá-lo como base analítica nos parâmetros morfológicos e nas descrições de campo, o inventário de cicatrizes foi elaborado a partir de aerofotointerpretação de uma imagem do Google Earth Pro georreferenciada datada de 10/08/2014. A delimitação das cicatrizes foi dada por polígonos fechados (**Fig. 14**), seguindo os seguintes critérios: a ausência de vegetação e a textura da imagem (BARLOW *et al.* 2003; SESTINI e FLORENZANO, 2004; ZARUBA e MENCL, 1982). Foram também utilizadas as curvas de nível vetorizadas manualmente em escala 1:10.000 como base norteadora para delimitação. Na delimitação, considerou-se apenas a porção superior da cicatriz, desconsiderando então os outros setores que se caracterizam por áreas de passagem e arraste do material (VIEIRA, 2007).

Figura 14 -Mapa de cicatrizes dos escorregamentos translacionais rasos do evento de 2014 na bacia do rio Gurutuba. As cicatrizes aparecem representadas por polígonos vermelhos.

Fonte: Autora.

5.1.2 Critérios Morfológicos

Primeiramente, elaborou-se um Modelo Digital do Terreno (MDT) a partir de curvas vetorizadas manualmente das cartas topográficas (Folhas Ribeirão das Pedras e Rio Palmital), em escala 1: 10.000 e resolução de 10 metros, pela função *Topo to Raster* do software ArcGIS. Contudo, exclusivamente para a presente análise, visando à escolha de uma cicatriz como área amostral, não foi necessária a elaboração do MDT para a bacia como um todo elaborando-o, então, apenas para uma sub-bacia. Para a seleção desta área amostral (sub-bacia) foi delimitado um quadrante visual de maior concentração de cicatrizes e posterior delimitação hidrográfica (**Fig. 15**). Com o MDT foi possível criar os mapas temáticos utilizados como base para os índices morfológicos, sendo, Ângulo, Curvatura e Áreas de Contribuição, e que serviram para seleção das cicatrizes.

Fig. 15 -Área de maior concentração de cicatrizes na bacia do rio Gurutuba e sua sub-bacia selecionada como área amostral. A sub-bacia selecionada apresenta 93 cicatrizes do evento de 2014.

Fonte: Autora.

Deve-se ressaltar aqui que houve uma tentativa de incorporar à análise dos índices morfológicos a proximidade com lineamentos, tendo em vista a facilitação que estes causam para entrada de água no solo ou saprolito. Contudo, a sub-bacia com maior concentração de cicatrizes possui apenas um lineamento próximo e que não possui relação direta com nenhuma cicatriz, o que indica a falta de correlação entre esse processo e essa estrutura neste recorte da bacia do rio Gurutuba.

A correlação entre as cicatrizes e cada classe morfológica necessita de duas bases, sendo o raster de morfologia e o *shape* do inventário delimitado apenas para sub-bacia. Assim, a

influência de cada parâmetro morfológico foi analisada a partir da sua Frequência (F) e da Concentração de Cicatrizes (CC), que representa a razão entre a área total de cada classe afetada pelas cicatrizes e o total da área afetada da bacia (**Figs. 16, 17 e 18**).

Figura 16 - Percentual de Frequência das classes de ângulo da encosta e a concentração de cicatrizes em cada uma delas.

Fonte: Autora.

Figura 17 - Percentual de Frequência das classes de curvatura da encosta e a concentração de cicatrizes em cada uma delas.

Fonte: Autora.

Figura 18 - Percentual de Frequência das classes de áreas de contribuição e a concentração de cicatrizes em cada uma delas.

Fonte: Autora.

Os dados apresentados acima apontaram que a maioria das cicatrizes se encontra em áreas com ângulo entre 25-35°, com curvatura convexa e com concentração de fluxos pluviais entre

100-200 m². A surpresa aqui é a indicação do predomínio de cicatrizes em áreas convexas, dado que diverge com bibliografias (*i.e.* SIDLE e OCHIAI, 2006), mas que converge com o trabalho de Bonini *et al.* (2017), que aplicou os mesmos índices na bacia do Gurutuba como um todo. Com isso, a escolha preliminar das cicatrizes a serem conferidas em campo foi dada pela seleção de áreas que possuem esses dados de maior repetição ao longo da bacia, ou seja, possuem as mesmas características para as três classes.

Com a junção dos três parâmetros de destaque, chegou-se a 18 possíveis cicatrizes de análise, que passaram por posterior conferência em campo. Nesta etapa constatou-se que a maior parte delas se encontra em área de difícil acesso. A cicatriz selecionada localiza-se no terço inferior da bacia do rio Gurutuba e no terço inferior da encosta, possui 35° de declividade¹, aproximadamente 135 m² de área e curvatura convexa. Pelo fato da cicatriz localizar-se na parte inferior, tanto da encosta como da bacia, a área contributiva de fluxos pluviais é grande.

Os dois primeiros trabalhos de campo tiveram como objetivo o reconhecimento prévio das cicatrizes do evento de 2014 e dos materiais da área. A observação das cicatrizes focou: (a) na conferência do inventário prévio, eliminando o que foi aerofotointerpretado como cicatriz, mas era, no entanto, afloramento de granito ou erosão; (b) caracterização de suas formas e bordas definidas, apontando possíveis locais de coleta; e (c) acessibilidade e localização na bacia. Com isso, observou-se que as cicatrizes não são tão claramente delimitadas devido ao tipo de vegetação que a rodeia e a que se desenvolveu após ruptura da encosta, contudo, ainda era possível observar seus limites. Por fim, constatou-se que há boa acessibilidade às cicatrizes da baixa bacia, facilitando a coleta de amostras. Já o terceiro trabalho de campo, focou na seleção da cicatriz amostral, descrição dos pontos e coleta das amostras.

5.2 Descrição pedológica e caracterização mineralógica

A caracterização mineralógica deu-se em laboratório por meio dos seguintes procedimentos preparatórios: Terra Fina Seca ao Ar (TFSA), Remoção da Matéria Orgânica e Fracionamento da Argila; e por meio das seguintes análises: Granulometria, Difratomia de Raios-X (DRX), Morfoscopia e Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) com sonda EDS (**Tabela 6 e Fig. 19**).

Os ensaios foram realizados em três instituições diferentes: no Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT) para DRX; no Laboratório de Pedologia (LABOPED) da USP para TFSA, Fracionamento da Argila, Morfoscopia e Granulometria; e no Laboratório Multidisciplinar de Mineralogia, Água e Solos (LAMAS) da UNIFESP para remoção de matéria orgânica e MEV.

¹ - Medição feita a partir de trena laser

Todas as preparações e análises, com exceção da leitura no DRX, foram realizadas pela autora. A Difractometria foi realizada pelo técnico responsável pelo equipamento no IPT e a análise de picos foi realizada em conjunto (autora e técnico) por meio de programas específicos para tal.

Tabela 6 -Relação entre amostras coletadas e análises realizadas, onde, DM – Descrição Morfológica; TFSA - Terra Fina Seca ao Ar; Quart. – Quarteamento; Rem. M.O. – Remoção Matéria Orgânica; Gran. – Granulometria; Fracion. – Fracionamento; DRX arg. – DRX fração argila; MEV – Microscópio Eletrônico de Varredura.

Controle de Amostras e Análises												
Análises												
Amostr as	Tátil- Visual	DM	TFSA	Quar t.	Rem. M.O.	Gran.	Fracion .	DRX bulk	DRX arg.	DRX óxidos	MEV	Lu pa
P1A		X	X	X	X	X	X	X	X	X		X
P1AC		X	X									X
P1CA		X	X									X
P1C1		X	X	X	X	X	X	X	X	X		X
P1C2		X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
P1Cr		X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
P2A		X	X	X	X	X	X	X	X	X		X
P2CA		X	X									X
P2C1		X	X	X	X	X	X	X	X	X		X
P2C2		X	X	X	X	X	X	X	X	X		X
P2Cr		X	X	X	X	X	X	X	X	X		X
T1A	X		X									
T1H2	X		X									
T1H3	X		X									
T1H4	X		X									
T1H5	X		X									
T1H6	X		X									
T1C1	X		X									
T1Cr	X		X									
T2A	X		X									
T2AC	X		X									
T2CA	X		X									
T2C1	X		X									
T2C2	X		X									
T2Cr	X		X									
Granito												X

Fonte: Autora.

Figura 19 -Fluxograma das preparações das amostras e ensaios (destacados em cinza) laboratoriais.

Fonte: Autora.

5.2.1 Coleta das amostras

A descrição e coleta das amostras deformadas de solo na cicatriz em questão foi baseada nos trabalhos de Vieira *et al.* (2015) e Gomes e Vieira (2016) e que partem da premissa de que o material remobilizado possui características similares ao material das laterais e topo que não foram remobilizados, sendo possível então uma retroanálise do perfil completo antes da ruptura. Neste sentido, a descrição e coleta das amostras foi realizada em dois setores: Topo e terço médio da cicatriz; sendo que cada setor teve dois pontos de descrição e coleta: uma trincheira e uma tradagem com trado holandês; possibilitando a descrição do perfil de solo até o contato lítico (**Fig. 20**). Nesse sentido, o fato do solo analisado ser raso e haver rocha alterada próxima à superfície (<1m), facilita a análise dos materiais quanto à transição solo-rocha, tendo a possibilidade de análise do material de origem menos alterado, bem como do regolito como um todo.

Figura 20 -Cicatriz amostral: o tracejado branco indica o limite da cicatriz, P1 e P2 indicam os pontos onde foram abertos e analisadas as trincheiras e T1 e T2 indicam os pontos de tradagens.

Foto: Gramani, M. F. (2015)

A priori, além dos pontos amostrados, seriam realizados pontos de coleta e análise dentro da cicatriz e em sua base. Contudo, ambos os pontos apresentaram material alóctone, que podem ou não ser resultantes desta ruptura, acarretando na não descrição desses pontos por não serem capaz de fornecer dados sobre o material pré-ruptura.

Os dois perfis das trincheiras foram alocados na borda da ruptura, sendo no topo da cicatriz e em seu terço médio, ou seja, eles não foram abertos, apenas limpos, o que facilitou muito a compreensão da relação entre a ruptura e o horizonte de solo relacionado. A descrição e coleta foram realizadas seguindo os protocolos de Santos *et al.* (2005). A descrição morfológica das trincheiras envolveu a avaliação da cor, textura, consistência úmida e molhada, plasticidade e pegajosidade, estrutura (tipo, grau de estrutura e tamanho), raízes, transição e presença de volumes. A coleta das amostras foi feita por horizonte pedológico.

As tradagens foram realizadas próximas à ruptura, seguindo uma tendência aproximada de coleta a cada 20cm de profundidade, descrevendo-se cor, textura, consistência molhada (plasticidade e pegajosidade) e volumes (**Anexo 1**). As amostras foram separadas pelas mudanças de aspectos táteis-visuais, ou seja, mesmo tendo a coleta a cada 20cm, algumas amostras foram agrupadas devido às suas semelhanças morfológicas. Todas as amostras coletadas foram descritas em campo. Contudo, nem todas foram analisadas em laboratório devido ao tempo necessário para tal, bem como por possuir horizontes mais significativos para análise.

Em perfis de solo descritos em trincheiras é possível delimitar as transições de horizonte com maior confiabilidade do que com tradagens. Dado a esse fato, as amostras para análise em laboratório foram selecionadas dos dois perfis analisados nas trincheiras (P1 e P2). Ambos são perfis de Neossolo Litólico que possuem a seguinte organização:

Tabela 7 - Nomenclatura dos horizontes e suas respectivas profundidades de P1 e P2.

Horizontes	
Perfil Topo (P1)	Perfil Média Encosta (P2)
A (0 – 15 cm)	A (0 – 10 cm)
AC (15 – 25 cm)	---
CA (25 – 37 cm)	CA (10 – 17 cm)
C1 (37 – 41 cm)	C1 (17 – 32 cm)
C2 (41 – 49 cm)	C2 (32 – 40 cm)
Cr (49 – 100 ⁺ cm)	Cr (40 – 100 ⁺ cm)

Fonte: Autora.

Por meio da comparação dos dados dos horizontes descritos em campo, foram selecionados quatro deles de cada perfil para todas as análises relatadas a seguir. Sendo assim, as amostras analisadas em laboratório para descrição mineralógica foram: P1A, P1C1, P1C2, P1Cr, P2A, P2C1, P2C2 e P2Cr, ou seja, os horizontes de transição não foram inclusos nas etapas posteriores.

5.2.2 Preparação das amostras

5.2.2.1 Terra Fina Seca ao Ar (TFSA)

Essa etapa consiste na secagem das amostras em bandejas e em temperatura ambiente, esboroamento com rolha de borracha e separação por peneiramento em agitação manual utilizando peneira granulométrica com malha < 2,0mm. A TFSA é a base para todos os outros procedimentos que seguem, sejam eles ainda de preparação, ou mesmo para os ensaios efetivamente.

5.2.2.2 Separação das amostras: Método de Quarteamento do Solo

A amostragem é um procedimento importante para pesquisa pois será essa parcela do todo que representará o universo de análise, sendo assim necessário utilizar-se de técnicas para que tal seja fidedigna. Segundo GÓES *et al.* (2004), quando a amostragem não é conduzida adequadamente, os resultados podem vir com distorções.

O procedimento aqui escolhido tem por premissa a Lei de Stokes, que influencia na disposição das partículas da amostra global dentro de seu local de armazenamento (saquinhos, por exemplo). Além disso, deve-se considerar que há uma variação textural ao longo do horizonte. Por isso, o quarteamento possibilita que as três frações sejam misturadas, adquirindo uma média do horizonte, para que então haja uma homogeneização e uma amostra final fiel ao universo retratado.

Realizou-se, então, o quarteamento do solo por pilhas alongadas em todas as amostras (GÓES *et al.*, 2004). Este procedimento consiste, segundo os autores, no mais indicado para laboratório e é realizado a partir da separação da quantidade aproximada a que se deseja, distribuindo-a na forma de uma pilha alongada em um movimento de vai e volta. Quando tal material separado estiver todo distribuído pela pilha, retira-se as extremidades e redistribui tal material novamente ao longo da pilha. Depois disso, a amostra resultante para os procedimentos seguintes será retirada do centro da pilha, desprezando, novamente, as extremidades.

O quarteamento pode ser realizado a partir de equipamentos como o Quarteador Jones, Mesa homogeneizadora/divisora e Quarteador de Polpa (GÓES *et al.*, 2004). Mas para essa pesquisa tal procedimento foi realizado manualmente em uma chapa de alumínio lisa, juntamente com uma espátula para a separação da amostra final e um bécker para colocar a amostra a ser distribuída na pilha.

5.2.2.3 Remoção de Matéria Orgânica

Optou-se pela escolha do método de Anderson (1963) com NaClO, que possibilita boa preservação estrutural das argilas ao ataque do reagente, diferentemente do método de H₂O₂ amplamente utilizado no Brasil. Tendo por base o protocolo, que apresenta uma medida de até 100g de solo para obtenção de 5-10g de argila, optou-se por separar o dobro para garantir uma quantidade de argila suficiente para todas as análises posteriores. Assim, nesse procedimento, toda adição de reagente foi duplicada, resultando na inserção de 100ml de NaClO na amostra a cada centrifugação.

Resumidamente, esse método consiste na remoção da matéria orgânica a partir de NaClO com pH 9,5, catalisação do processo em banho-maria, centrifugação e retirada do sobrenadante. Esta etapa deve ser repetida quantas vezes forem necessárias até o sobrenadante se apresentar translúcido, livre de matéria orgânica. Para saber se o sobrenadante está livre de matéria orgânica, é necessário comparar com a cor da solução do reagente. O hipoclorito de sódio utilizado nessa remoção possuía um aspecto amarelado (**Fig. 21**), assim, naturalmente o sobrenadante translúcido apresentou tal coloração.

Figura 21 – (A) Solução de NaClO com pH 9,5 para remoção de matéria orgânica; e (B) Primeiro sobrenadante retirado da amostra P1A com matéria orgânica.

Foto: Autora.

Após a retirada da MO, é necessário, ainda, centrifugar a amostra duas vezes com NaCl e descartar o sobrenadante. Em seguida, deve-se centrifugar com água destilada ou deionizada² até a argila ficar suspensa. Após isso, a amostra segue para o fracionamento.

Esse procedimento foi realizado no Lamas (Laboratório Multidisciplinar de Mineralogia, Água e Solos da Unifesp), sendo as características dos equipamentos: Centrífuga Sorvall Thermo Scientific Legend Mach 1.6R e Banho-Maria Dubnoff da Quimis Aparelhos Científicos.

5.2.2.4 Fracionamento da Argila

Esse procedimento teve por objetivo a separação total da fração argila das amostras referidas para posterior análise por Difractometria de Raios-X. Consiste em um procedimento físico, tendo por base a Lei de Stokes, no qual há inserção de solução diluída de Na_2CO_3 nas amostras, decantação por centrifugação e retirada do sobrenadante com a fração argila por sifão. A retirada do sobrenadante deve ser feita quantas vezes forem necessárias até o momento em que não houver mais fração argila a ser retirada (**Fig. 22**).

² - Nesse processo e nos próximos pode-se utilizar água deionizada ou destilada desde que a mesma esteja com condutividade elétrica $\leq 2 \mu\text{S}/\text{cm}$.

Figura 22 -Sobrenadante do fracionamento da amostra P2A com argila dispersa em solução de Na_2CO_3 em provetas de 1 litro. Observa-se a redução da concentração de argila da proveta da esquerda para direita.

Foto: PINHEIRO, M. R. (2018).

O tempo de rotação da centrífuga necessário para a separação da argila é calculado a partir da equação 3, abaixo, considerando uma rotação de 500 rpm (JACKSON, 1969). Após decorrido o tempo calculado, a fração argila fica concentrada no sobrenadante localizado entre o limite da solução e do sifão (**Fig. 23**).

$$tm = \frac{63,0 \cdot 10^8 n \log \log 10 \frac{R}{S}}{(Nm)^2 (D\mu)^2 (\Delta S)}$$

Equação 3 - Cálculo de tempo de centrifugação a 500 rpm. Fonte: Jackson, M. (1969)

Constantes:

n (viscosidade em poise) = 0,01005

N (velocidade de rotação) = 500 rpm

$D\mu$ (diâmetro da partícula em micra) = $2\mu\text{m}$

ΔS (densidade da água) = 1,65

Medidas da centrífuga:

R (raio em cm de rotação do topo do sedimento ou solo no tubo) = 12,56

S (raio em cm de rotação da superfície de suspensão) = 7

O resultado foi de um tempo de rotação de 7 minutos e 10 segundos a 500 rpm colocando 1cm de solo no fundo do tubo. Além disso, configurou-se a centrífuga para 19°C . As profundidades a serem demarcadas nos potes foram calculados e, considerando a partir da tampa em direção ao fundo do pote, resultaram em: Solo = 7,3 cm, Sifão = 5,5 cm e Solução = 1,9 cm (**Fig. 27**). Ressalta-se que o pote possui 8,7 cm de altura.

Figura 23 -Ilustração do pote da centrífuga mostrando a organização dos meniscos e onde realizou-se a sifonagem.

Fonte: Autora.

Esse procedimento foi realizado no Laboped (Laboratório de Pedologia da USP) e a centrífuga utilizada foi a MPW-351R. Devido ao rotor da centrífuga deixar os tubos levemente inclinados, foi necessária uma limpeza por decantação, pois, na hora da retirada dos tubos, o sobrenadante com silte e argila foi levemente misturado ao material depositado no fundo.

Assim, a partir da equação 4, calculou-se o tempo de decantação do silte para cada becker com o sobrenadante em solução de Na_2CO_3 , a fim de obter a alíquota pura de argila.

$$V = \frac{g (Sp - Si) D^2}{18n}$$

Equação 4 - Velocidade de decantação de uma partícula específica. Fonte: Jackson (1969)

Onde:

V: Velocidade de decantação

g: Constante gravitacional 980 cm/s^2

Sp: Densidade específica da partícula

Si: Densidade da água 1,0

n: Viscosidade

D: Diâmetro da partícula em cm

5.2.2.5 Floculação e Diálise

Devido ao fato das argilas encontrarem-se dispersas em vários litros de solução após o fracionamento, fez-se necessária a sua floculação para redução do volume das amostras. Para tanto, inseriu-se 100ml de solução saturada de NaCl em cada becker de 2 litros contendo o sobrenadante do fracionamento.

Após floculadas, as argilas precisaram passar pelo processo de diálise, necessária para a remoção do sal inserido durante o fracionamento e a floclulação, para que na etapa de DRX não apareçam picos errôneos de halita. A diálise foi realizada por meio da inserção das argilas em membrana de osmose de formato tubular, sendo essa última inserida em becker de 2 litros com água deionizada com condutividade elétrica inferior a 2 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (**Fig. 24**). As membranas permaneceram em repouso por 24 horas e, diariamente, a condutividade da água que envolvia a membrana era medida e posteriormente trocada por água destilada até que o valor da água do becker se apresentasse igual ou muito semelhante ao valor inicial da água. Isso indica que as argilas se encontram livres dos sais adicionados. O processo de osmose permite que os íons Na^+ e Cl^- atravessem a membrana para a água menos concentrada, a fim de equilibrar o sistema (BATISTA, 2006).

Figura 24 -Amostra P2C2 em saquinho de diálise. Observar que a argila se encontra floclada, apresentando feições, o que demonstra sua saturação por NaCl.

Foto: Autora.

Esse procedimento foi realizado no LABOPED (Laboratório de Pedologia da USP), utilizando sacos para diálise da marca InLab, com dimensões de 25mm - 16mm X 30cm.

5.2.2.6 Saturação com K e Mg

A correta identificação dos argilominerais exige tratamentos químicos e térmicos (CALDERANO *et al.*, 2009), justificando, então, a saturação por K e Mg das amostras para posterior rodagem no DRX.

Para esse procedimento, foram preparadas três soluções: 0,01N de HNO_3 , 1N de MgCl_2 e 1N de KCl. O ácido nítrico serve para corrigir o pH da amostra para 3,5 e as outras duas são as soluções de saturação. Após corrigir o pH com gotas de HNO_3 , as amostras foram separadas em potes distintos e identificadas com o sufixo de K e Mg para inserção de 50ml de solução de KCl

e MgCl_2 , respectivamente. Após cada inserção de solução, em um total de 3, as amostras foram centrifugadas em 1500 rpm por 5 minutos, descartando-se posteriormente o sobrenadante.

Por fim, as amostras foram centrifugadas com água deionizada para remoção do Cl. As centrifugações foram realizadas até o sobrenadante encontrar-se livre de sal, o que é testado por meio da inserção de 2 a 3 gotas de AgNO_3 no sobrenadante. Caso ocorra uma precipitação esbranquiçada, é porque o AgNO_3 reagiu com o Cl livre e formou AgCl , indicando a presença de sal na amostra. As centrifugações devem cessar quando não houver mais precipitação de AgCl no sobrenadante.

Esse procedimento foi realizado no Lamas (Laboratório Multidisciplinar de Mineralogia, Água e Solos da UNIFESP), sendo as características dos equipamentos: Centrífuga Sorvall Thermo Scientific Legend Mach 1.6R e Banho-Maria Dubnoff da Quimis Aparelhos Científicos.

5.2.2.7 Preparação das lâminas orientadas para DRX

Por se tratarem de minerais placóides, a orientação das partículas de argila facilita a incidência dos raios-x na estrutura cristalina, acentuando os picos específicos de cada argilomineral. Dentre os dois métodos disponíveis para confecção das lâminas, por sedimentação ou esfregaço, optou-se aqui pelo segundo, por se tratar de um método mais confiável para uma boa orientação (CALDERANO *et al.*, 2009).

Após saturadas, as amostras foram colocadas em tubos falcon e esses, por sua vez, em banho-maria, com o objetivo de evaporar grande parte da água deionizada em que a amostra estava diluída. O tempo necessário dessa etapa variou entre as amostras, uma vez que é necessário atingir uma consistência pastosa.

Para permitir a orientação dos minerais, as amostras pastosas foram espalhadas com uma espátula fina em lâmina de vidro e de superfície plana, respeitando sempre o mesmo sentido e deixando uma superfície homogênea. Por fim, as lâminas foram secas ao ar para prosseguir com as leituras e tratamentos detalhados mais à frente.

Esse procedimento foi realizado na área química do LMCC (Laboratório de Materiais de Construção Civil do IPT), sendo as características dos equipamentos: Banho-Maria Dubnoff da Quimis Aparelhos Científicos, lâminas redondas de vidro e espátula para laboratório de aço inox com as duas extremidades planas.

5.2.2.8 Fração argila em pó para identificação em DRX

Todas as amostras dialisadas, antes de serem submetidas ao procedimento de saturação por K e Mg, tiveram uma quantidade separada para melhor identificação dos picos de óxidos de

Fe e Al. Por não se tratarem de minerais filossilicatados, estas amostras não demandam orientação. Ademais, uma análise não-orientada em uma assembleia de minerais diversificados da fração argila acentua os picos de óxidos de Fe e Al que ficariam sobrepostos aos filossilicatos. Para isso, as amostras foram secas em estufa, marca Fanem LTDA, com temperatura de 40°C. Após secas, foram esboroadas em almofariz de ágata e, por fim, colocadas em um porta-amostra de alumínio de modo não-orientado para leitura de DRX.

5.2.3. Ensaios

5.2.3.1 Análise Granulométrica

A análise granulométrica foi realizada pelo método da pipeta (USDA, 1996) e peneiramento a partir do protocolo do Laboratório de Pedologia (LABOPED USP), considerando margem de erro de 5% e a escala Wentworth. Segundo Camargo *et al.* (1986), o método da pipeta é o método mais fiel para este tipo de análise, tendo a necessidade de se considerar os seguintes pontos: *constância na sucção das pipetagens, boa calibração das pipetas e correção devida ao peso dispersante*. A classificação textural baseou-se no triângulo textural (LE MOS e SANTOS, 1996).

Pelo protocolo utilizado, a proporção foi de 50g de TFSA para 2,0g de dispersante, no caso, pirofosfato de sódio ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), em 1 litro de água destilada. O procedimento foi executado a partir da seguinte ordem: Agitação da amostra no agitador Tipo Wagner; Decantação das amostras em provetas, obtendo-se o tempo de decantação a partir do ábaco de casagrande, e pipetagem das alíquotas de silte e argila; secagem das alíquotas de silte e argila em estufa (24h a 105°C); lavagem das areias em peneira 0,053; secagem em banho de areia; e peneiramento das areias. Nesta última etapa, a amostra foi fracionada em areia muito grossa (1-2 mm), grossa (0,5-1 mm), média (0,250-0,5 mm), fina (0,125-0,250 mm) e muito fina (0,053-0,125 mm).

5.2.3.2 Morfoscopia de grãos de areia

Essa etapa foi realizada a fim de descrever as características gerais da fração areia, com foco na inferência do atrito fornecido pelos grãos de cada horizonte. Além disso, a partir do peneiramento, constatou-se uma grande quantidade de biotita nas fações de areia média e inferiores, surgindo então a necessidade de um olhar direcionado à distribuição das mesmas nas frações, dado ao fato que minerais placóides ajudam a reduzir a resistência ao cisalhamento do solo.

A morfoscopia dos grãos de areia foi realizada no LABOPED com auxílio de uma lupa binocular com luz refletida, aumento de até 50x, gabarito de interpretação de Krumbein (1941) (**Figura em anexo 1**) e registro fotográfico das frações modais que seguem na **Tabela 8**. Os

procedimentos seguidos foram: Seleção da Fração Modal³ a partir do peso de cada fração de areia obtida pelo peneiramento; seleção manual e aleatória de 100 grãos; quantificação dos tipos de minerais e/ou fragmentos de rocha (quartzo, mica, feldspato, magnetita, turmalina, zirconita, nódulos ferruginosos, poliminerálicos e fragmento de folhelho ou siltito) e descrição de suas características quanto ao grau de arredondamento (KRUMBEIN, 1941) (inteiro, fraturado ou picotado) e a textura superficial (lisa, ondulada, rugosa, polida, fosca ou não analisada).

Tabela 8 -Fração modal selecionada para análise morfooscópica de cada amostra

Amostra	Fração Modal Analisada
P1A	Muito Grossa (1 – 2 mm)
P1C1	Grossa (0,5 – 1 mm)
P1C2	Grossa (0,5 – 1 mm)
P1Cr	Grossa (0,5 – 1 mm)
P2A	Muito Grossa (1 – 2 mm)
P2C1	Muito Grossa (1 – 2 mm)
P2C2	Muito Grossa (1 – 2 mm)
P2Cr	Grossa (0,5 – 1 mm)

Fonte: Autora.

5.2.3.3 Análise por Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) com sonda EDS

O uso do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) possibilita a análise dos minerais em uma escala nanométrica, sendo capaz de ver a microestrutura da amostra, bem como feições de alteração. O sistema de análise por energia dispersiva de raios X (EDS) cumpre o papel possibilita uma análise química pontual na amostra por uma sonda, a partir da intensidade dos elementos químicos presentes na amostra. Esse procedimento foi realizado no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura e Microanálise Química (UNIFESP), a partir do equipamento MEV da marca JEOL, modelo JSM-6610LV.

Foram separadas amostras em forma de pequenos torrões dos horizontes P1C2 e P1Cr (ou seja, do contato lítico) buscando: (a) observar a porosidade dos grãos; (b) identificar tendências de alteração e a neoformação de minerais; (c) identificar o mineral de argila que pode ser produto direto de alteração de feldspato; e (d) identificação das micas (tri ou dioctaédrica) e sua alteração. Para cada amostra analisada foram individualizados feldspatos pouco alterados, feldspatos alterados com coloração amarela e micas individualizadas pelo fracionamento da areia. Pretendia-se inicialmente separar o material amarelo de alteração para analisá-lo e caracterizá-lo individualmente, contudo, esse procedimento não foi possível pelo fato da rocha apresentar-se em

³ - Essa fração corresponde à que possui maior quantidade de material dentre as seis divisões da areia.

um estado de decomposição física e química avançada, resultando na desagregação do material na hora da raspagem e, conseqüentemente, na mistura dos minerais.

As amostras foram colocadas em recipientes (*stubs*) próprios para MEV e depois foram revestidas por carbono, para possibilitar o aumento da condutividade elétrica do material para a análise química por EDS. Foram realizadas fotos e análises em diversas escalas e grãos de cada amostra e análise química dos pontos de interesse.

5.2.3.4 Difratometria de Raios - X (DRX)

Essa etapa foi realizada no Instituto de Pesquisas Tecnológicas, no Laboratório de Materiais de Construção Civil, utilizando o equipamento Panalytical modelo Empyrean, fenda divergente de $1/4^\circ$, anti scatter: $1/2^\circ$, e tubo de raios-x com anodo de cobre (radiação $K\alpha$ com comprimento de onda de 1,54056Å) operando a 45kV e 40mA. As leituras de picos dos difratogramas foram executadas no software *X'Pert HighScore Plus* (versão 4.6a) da Panalytical, a partir dos bancos de dados disponíveis do *International Center for Diffraction Data* (ICDD), com atualização até 2017.

A análise por DRX foi dividida em duas etapas, sendo: (a) amostras *bulk* e (b) fração argila. Cada etapa teve suas peculiaridades quanto a velocidade de varredura, orientação e tratamentos químicos e térmicos.

Bulk – Solo Total

Nessa etapa foram submetidas à DRX as 8 amostras de solo total selecionadas dos perfis. As mesmas foram lidas secas e sem orientação, com velocidade de varredura de $1^\circ/\text{min}$ e ângulo 2 a $65\ 2\theta$. Não foram realizados procedimentos adicionais, a exemplo de aquecimento das amostras.

Fração argila

Nessa etapa foram submetidas à DRX 8 amostras resultantes do fracionamento da argila, sendo divididas em 24 subamostras, ou seja, as 8 amostras tiveram 3 tratamentos diferentes. O primeiro grupo de subamostras refere-se às da fração argila secas em estufa, sem saturação, totalmente passante na peneira de $75\ \mu\text{m}$ (ABNT N.º 200) com leitura não-orientada. O segundo grupo foi saturado com Mg, com leitura orientada em temperatura natural e depois uma leitura com etilenoglicol (EG). A solvatação com EG foi realizada por meio de inserção de 500ml de etilenoglicol, sem diluição, no fundo do dessecador, deixando as lâminas a serem glicoladas em uma superfície acima dessa substância por 12 horas. O último grupo de subamostras foi saturado com K, tendo três leituras orientadas a temperaturas diferentes (a 22°C e aquecimento em mufla

a 350°C e 550°C). Por fim, o último grupo de subamostras foi seco a 40°C em estufa e lidos sem orientação, sem aquecimento e sem saturação (**Fig. 25**).

Figura 25 - Fluxograma das etapas da Difração de Raio-X.

Fonte: Autora.

Esses diferentes tratamentos de solvatação, saturação e aquecimento têm por objetivo o realce de picos que podem ser sobrepostos em uma leitura sem tais procedimentos. Já as amostras não orientadas têm por objetivo o reconhecimento de picos de óxidos de Al e Fe, os quais são mascarados pelos picos dos filossilicatos quando orientados.

Essa etapa como um todo foi realizada com varredura de 5° a 65° e tempo de corrida de 2° 20 por minuto e Módulo Bragg-Brentano HD.

5.2.3.4 Semi-quantificação pelo método da deconvolução.

A convolução é uma operação matemática linear. Já a deconvolução refere-se, superficialmente, a um método computacional com base matemática para amenização de sinais, e foi indicado por Deng *et al.* (2019) como um método importante para reduzir os efeitos da sobreposição de picos, apresentando-se eficaz para decompor picos de difração.

A semi-quantificação foi realizada apenas nas amostras de Mg- EG, pois: (a) as lâminas de Mg e K representavam o mesmo universo amostral, só se diferenciado pelo cátion de saturação; (b) o etilenoglicol é o principal agente para separação e individualização dos picos, possibilitando uma deconvolução adequada; (c) os tratamentos térmicos realizados nas lâminas de K possibilitaram a identificação mineralógica, mas, devido a sobreposição de picos, não é possível fazer uma deconvolução confiável.

Foi realizada no LMCC do IPT a partir dos picos mais intensos resultantes das leituras da fração argila do DRX, utilizando o programa Peak Separation 3, da Netzsch.

6. RESULTADOS

Este capítulo destina-se a descrever resultados obtidos em gabinete, campo e laboratório para a caracterização física da cicatriz amostral. Os dados de identificação mineralógica e suas correlações com a suscetibilidade a escorregamentos serão tratados mais à frente.

6.1 Avaliação das Cicatrizes da bacia do rio Gurutuba

O inventário elaborado resultou em 336 cicatrizes mapeadas do evento de 2014 (CAROU *et al.* 2017) (**Tabela 9**). Foi observado uma grande representatividade de cicatrizes com áreas em torno de 100-300m² (**Fig. 26**), a ocorrência de 24 grandes cicatrizes acima de 900 m² e uma similaridade em relação à proporção do número de cicatrizes de até 300m². Com isso, percebe-se que a média foi diretamente afetada pelos valores discrepantes (5548 m² e 13 m²), contudo, mesmo assim mostrou tendência de proximidade à classe predominante (CAROU, *et al.* 2017).

Tabela 9 -Principais dados derivados do inventário de cicatrizes do Rio Gurutuba.

Variável	Resultado
Área total afetada	3,27%
Maior cicatriz	5548 m ²
Menor cicatriz	13 m ²
Média	429,5 m ²
Mediana	177 m ²

Fonte: Carou *et. al.* (2017)

Figura 26 - Gráficos representativos da distribuição percentual da área das cicatrizes. As cicatrizes com área entre 100 e 300m² são mais frequentes na bacia, enquanto aquelas com área entre 1100-1300m² aparecem em menor quantidade. (a) Representação de todas as cicatrizes (b) Detalhamento da porção de 0-300, onde há maior concentração.

Fonte: Carou *et al.* (2017)

As maiores cicatrizes aerofotointerpretadas podem ser encontradas por toda bacia, não apresentando, visualmente, distinção de setores; contudo, se localizam majoritariamente em declividades de 30-40° e em grandes porções convexas no meio das encostas. Já as menores cicatrizes se concentram nas margens dos canais, apresentando, muitas vezes, um alinhamento de pequenas cicatrizes ao longo dos cursos de drenagem intermitentes ou perenes, com a área de passagem e arraste direcionadas para eles.

A concentração de cicatrizes se dá majoritariamente nos terços médio e inferior da bacia e, ao mesmo tempo, nos terços superior e médio das vertentes. Observando o mapa de declividade, percebe-se que tal concentração está atrelada ao ângulo da encosta, isso porque tal predominância acompanha as classes de 20-30 e 30-40°. Raras são as cicatrizes que se encontram fora desse intervalo. Os ângulos de 40-50° apresentam ínfima ocorrência de cicatrizes, o que pode estar atrelado à baixa pedogênese em ângulos tão elevados.

A densidade de cicatrizes tem relação direta com a densidade de drenagem. No terço inferior da bacia, na margem direita, há um aumento de cursos intermitentes, e com ele percebe-se o aumento da incidência de cicatrizes às margens dos cursos. Isso se deve, provavelmente, ao aumento da área contributiva de fluxos, causando a rápida saturação do solo e ocasionando em um maior número de deflagrações de escorregamentos.

No que tange a morfologia das cicatrizes, pôde-se dividi-las em duas categorias: Alongadas e Arredondadas (**Fig. 27**). A primeira categoria apresenta maior dimensão e, por consequência, remobiliza maior volume de material, predominando no terço superior da bacia. As arredondadas possuem menor dimensão e predominam em baixa bacia (CAROU, *et al.* 2017).

Figura 27 -Morfologia das cicatrizes da bacia do rio Gurutuba. (A) Morfologia Arredondada.); (B) Morfologia Alongada.

Fotos: (A) Autora. (B) Prefeitura de Itaóca, 2014.

6.2 Caracterização geral e física da cicatriz amostral

A cicatriz amostral possui 35°, morfologia arredondada, se encontra no terço inferior da bacia e terço inferior da vertente, com sua área de passagem e arraste voltadas à drenagem; e se enquadra no grupo das cicatrizes que possuem em torno de 100-150m² (categoria com maior número de cicatrizes na bacia) (**Fig. 28**).

Figura 28 - Mapa de localização da cicatriz amostral.

Fonte: Autora.

Sua base apresenta um pacote de material depositado, que pode ser proveniente desta ruptura ou de remobilizações advindas à montante. Contudo, observa-se uma estratificação selecionada, ou seja, as camadas apresentam padrões de material, o que pode ser atrelada às marcas de fluxos vindos de montante, com magnitudes diferenciadas, durante o evento de 2014. Além disso, esse material é pouco coeso, apresentando uma evolução da forma erosiva de 2017 a 2018 constatada em campo. Tal feição, com o passar do tempo, pode chegar ao sopé da encosta em que se encontra a cicatriz, erodindo-a, podendo acarretar em solapamento.

Essa cicatriz, assim como outras da bacia do Gurutuba, possui alto grau de regeneração da vegetação, ou seja, a cobertura vegetal se recompõe rapidamente. Isso pôde ser observado a partir da comparação de fotos de 2015, 2017 e 2018 tiradas em campo. Esse fato é importante pois em alguns pontos da cicatriz já estava difícil o reconhecimento do limite da ruptura.

Na base da cicatriz havia um ponto sem material alóctone, expondo uma rocha altamente intemperizada. Uma amostra foi recolhida e pôde-se identificar fenocristais de K-feldspato ocupando grande área, quartzo e presença abundante de micas.

O solo da área apresenta a sequência de horizontes A, AC, CA, C1, C2 e Cr em P1; A, CA, C1, C2 e Cr em P2 e divisões semelhantes para as tradagens (**Anexo 1**). As trincheiras demonstraram menor profundidade que as tradagens, sendo, P1 e P2 alcançam a rocha alterada por volta de 50 cm de profundidade, ao passo que T1 e T2 por volta de 90 cm.

O horizonte **A** possui matiz dominante 10 YR, variando entre preto e bruno muito escuro, com textura argilo-arenosa, estrutura em bloco subangulares e transição ondulada e clara. O horizonte **AC** foi identificado apenas em P1 e T2, com cor predominante Bruno (10 YR), tendo pequenas variações de valores de croma entre Bruno-acinzentado e Bruno-acinzentado muito escuro, textura argilo-arenosa e estruturada em blocos subangulares com transição ondulada e clara. O horizonte **CA** mostra a mudança para cores mais claras, caracterizando-se como o horizonte de transição para materiais com características mais similares à rocha. Esse horizonte apresenta cor bruno-amarelada escura (10 YR 4/4), com presença de manchas entre bruno-acinzentada muito escura e bruno-amarelada, textura entre areno-argilosa e argilo-arenosa, estrutura em blocos subangulares e transição ondulada e clara.

O horizonte **C1** apresenta cor bruno-amarelada escura (10 YR 4/4), textura entre arenosa e areno-argilosa, com presença significativa de grânulos (>2mm), estrutura maciça e transição ondulada e clara. **C2**, apesar se caracterizar com matiz 10 YR, possui distinção de cor, ora se apresentando entre bruna e bruna-amarelada (10 YR entre 5/3 e 5/4), ora bruna-amarelada escura (10 YR 4/4); possui estrutura maciça com transição ondulada e abrupta. Por fim, **Cr** mostra a clara mudança de um material com características de pedogênese mais avançada para um material com caracterizas mais similares à rocha alterada. Esse horizonte possui textura arenosa, com estrutura maciça e cor variada, demonstrando a alta heterogeneidade do material (**Figs. 29 e 30 e Tabelas 10 e 11**).

Figura 29 -Perfis pedológicos analisados nas trincheiras. Observar coloração em tom mais amarelado em P2.

Fotos: Autora.

Figura 30 - Tradagem Topo (T1). As fotos A e D apresentam materiais mais escuros derivados do horizonte A. Reparar na ponta do trado da foto D, onde há transição para cores mais claras, indicando mudança de horizonte. Já as fotos C e B mostram os materiais mais claros, derivados do horizonte C, tendo destaque para a presença de grânulos indicados pela ponta da faca.

Fotos: Autora.

Tabela 10 - Descrição morfológica da trincheira P1.

<i>Características Morfológicas P1</i>								
Horizontes	Cor	Textura	Plasticidade e Pegajosidade	Consistência	Estrutura	Raízes	Transição	Observações Adicionais
A (0 - 15 cm)	Preto(10 YR 2/1)	Areno-argilosa	Ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso	Friável (úmida) e muito friável (molhada)	Blocos subangulares muito grandes, com unidades estruturais moderada	Raízes comuns, onde a maioria é menor que 1mm, mas há algumas com 2 a 4mm de diâmetro	Ondulada e clara	Há fragmentos de rocha pouco intemperizada <1mm a 1cm, sendo abundantes, pode sentir facilmente no tato, sendo a matriz composta por quartzo, mica e feldspato, sendo angulosos.
AC (15 - 25 cm)	Bruno-acinzentado muito escuro (10 YR 3/2)	Argilo-arenosa	Plástica e ligeiramente pegajoso a pegajoso	Friável	Blocos subangulares de tamanhos variando entre grandes a muito grandes, com unidades estruturais fracas	Poucas raízes onde a maioria é ≤ 1mm e algumas de 2 a 3 mm de diâmetro	Ondulada e clara	Há fragmentos de rocha pouco intemperizada <1mm a 1cm, sendo abundantes, pode sentir facilmente no tato, sendo a matriz composta por quartzo, mica e feldspato, sendo angulosos.
CA (25 - 37 cm)	Bruno-amarelado-escuro (10 YR 4/4) / / presença de manchas escuras de coloração entre Bruno-acinzentado muito escuro e Bruno-amarelado escuro (10 YR entre 3/2 e 2/2), associado a acúmulo de matéria orgânica, sendo grandes (2 a 4cm no eixo maior) e abundantes	Argilo-arenosa	Plástico a ligeiramente pegajoso, contudo, um pouco mais pegajoso que o anterior	Friável	Estrutura em blocos subangulares de tamanhos médios a muito grandes, e grau muito fraco associado às raízes	Presença de raízes ≤1mm	Ondulada e abrupta a clara, pois varia do local	Presença de fragmento de rochas pouco intemperizada <1mm a 1cm, sendo abundantes, pode sentir facilmente no tato, sendo a matriz composta por quartzo, mica e feldspato, sendo angulosos.
C1 (37 - 41 cm)	Bruno-amarelado (10 YR 5/4)	Arenosa, sendo que é possível ver quartzo, micas e minerais esbranquiçados em meio a matriz	Não plástica e pouca pegajosa (entre não e ligeiramente pegajoso)	Muito friável	Estrutura predominantemente maciça, com estrutura em blocos subangulares médios, em poucos lugares, associada a raízes	Raízes raras	Ondulada e clara	Presença de fragmento de rochas pouco intemperizada <1mm a 1cm, sendo abundantes, pode sentir facilmente no tato, sendo a matriz composta por quartzo, mica e feldspato, sendo angulosos.
C2 (41 - 49 cm)	Entre Bruno e Bruno-amarelado (10 YR entre 5/3 e 5/4)	Arenosa	Não plástico e não pegajoso	Poucos blocos subangulares são muito friáveis	Predominantemente maciça, com estrutura em blocos subangulares médios, em poucos lugares, associada a raízes, só que os poucos agregados são menores e mais raros, porque as raízes parecem mais raras que o anterior	Raízes ≤1mm e raras	Ondulada e abrupta	Há presença de bolsões róseos de granito alterado, com nítida presença de mica; o tamanho destes bolsões é de 7cm.
Cr (49 - 100+ cm)	---	Arenosa	Não plástico e não pegajoso	Muito friável	Maciça	---	---	Lingua com cor Bruno (10 YR 4/3), textura arenosa, não plástica, ligeiramente pegajosa, de estrutura maciça, e que talvez esteja diferente do horizonte acima porque está úmido.

Fonte: Autora.

Tabela 11 - Descrição morfológica da trincheira P2.

<i>Características Morfológicas P2</i>								
Horizontes	Cor	Textura	Plasticidade e Pegajosidade	Consistência	Estrutura	Raízes	Transição	Observações Adicionais
A (0-10 cm)	Bruno muito escuro (10 YR 2/2)	Argilo-arenoso	Plástico e ligeiramente pegajoso, com muitos grânulos e areia grossa sentidos no tato	Friável	Blocos subangulares de tamanho médio e unidade estrutural moderada a fraca	Raízes em quantidade comum, sendo muito finas	Ondulada e clara	---
CA (10-17 cm)	Bruno-amarelado-escuro (10 YR 4/4), com manchas semelhantes ao horizonte anterior	Areno-argilosa e muitos fragmentos de rocha e areia grossa	Ligeiramente pegajoso	Muito friável	Estrutura maciça, localmente com blocos subangulares associados às raízes de tamanho pequeno a médio	Raízes comuns ≤1mm, mas em menor quantidade que o horizonte anterior	Ondulada, quase plana, e clara	Presença de volumes de cor entre Bruno-acinzentado muito escuro e Bruno muito escuro (10 YR entre 3/2 e 2/2), sendo comuns, com eixo maior entre 2 e 8 cm, distintos
C1 (17-32 cm)	Bruno-amarelado-escuro (10 YR 4/4)	Areno-argiloso com muitos grânulos e areia grossa, com menos argila que o horizonte anterior	Ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso	Muito friável	Estrutura maciça com presença de blocos subangulares médios associados apenas às raízes	Poucas raízes ≤1mm (dominantes) mas com algumas mais grossas de até 1cm de diâmetro	Ondulada e clara	---
C2 (32-40 cm)	Bruno-amarelado-escuro (10 YR 4/4)	Arenoso (com presença nítida de argila), areia muito grossa e grânulos	Não plástico e ligeiramente pegajoso	Muito friável	Estrutura maciça com presença de blocos subangulares médios associados apenas às raízes (tem menos raízes e menos agregados ≤1mm)	---	Ondulada e abrupta	Muitos fragmentos de rocha de aspecto leitoso, com minerais escuros de tamanho maior que nos horizontes anteriores, mas mantendo os tamanhos menores.
Cr (40-100+ cm)	---	Arenoso	Não plástico e não pegajoso	Muito friável	Maciça	---	---	Porções mais amareladas que o CR do outro perfil, mas possui aspectos visuais bem semelhantes.

Fonte: Autora

A porcentagem obtida pela comparação de peso entre a alíquota de TFSA e grânulos superiores a 2,0 mm mostrou que o solo em análise é muito pedregoso, havendo uma nítida diminuição da TFSA em relação aos grânulos dos horizontes superficiais aos mais profundos (Tabelas 13 e 14 e Fig. 31). A maioria do material maior que 2 mm é constituído de k-feldspato e de quartzo, respectivamente, apresentando dimensões variadas.

Tabela 13 -Porcentagem Trincheira Topo (P1) TFSA x ≥ 2 mm.

Horizonte	TFSA (%)	≥ 2 mm (%)
A (0 – 15 cm)	81,6	18,2
C1 (37 – 41 cm)	66,8	33,1
C2 (41 – 49 cm)	59,5	40,3
Cr (49 – 100 ⁺ cm)	44	57,7

Fonte: Autora.

Tabela 14 - Porcentagem Trincheira Média Encosta (P2) TFSA x ≥ 2 mm.

Horizonte	TFSA (%)	≥ 2 mm (%)
A (0 – 10 cm)	79,9	19,9
C1 (17 – 32)	76,8	23
C2 (32 – 40 cm)	63,1	36,7
Cr (40 – 100 ⁺ cm)	48,8	51

Fonte: Autora

Figura 31 -Separação da TFSA e grânulos de diâmetro superior ou igual a 2 mm do P2C1. Notar a seta que indica um seixo de rocha intemperizada.

Fonte: Autora.

A análise granulométrica indicou que todos os horizontes, dos dois perfis, possuem textura franco arenosa, com porcentagem acima de 60% de areia e domínio de areia grossa e

muito grossa (**Figs. 32 a 35**). As duas trincheiras mostraram proporções entre as frações do solo muito semelhantes, apresentando predomínio de areia, seguida por silte e, por fim, argila. Quanto ao fracionamento da areia, P1 apresenta menor quantidade de areia muito grossa, sendo que seu decaimento acompanha o aumento na representatividade das frações de areia média, fina e muito fina.

Assim como percebido na descrição da textura no campo, a argila vai reduzindo paulatinamente em profundidade, tendo sua maior concentração no horizonte A (cerca de 12%). O contrário acontece na fração areia, que estabelece uma relação direta entre a quantidade e a profundidade. Ambos os perfis apresentam maiores quantidades de silte em C1.

Os horizontes Cr apresentaram quantidade de argila ligeiramente maior do que os horizontes subjacentes. Não só no ensaio de granulometria, mas também durante as centrifugações de fracionamento da argila, em que foi preciso de menos centrifugações para a remoção total de argila em C2 do que em Cr.

Figura 32 – Distribuição das frações granulométricas do Perfil Topo.

Fonte: Autora.

Figura 33 - Distribuição das frações granulométricas do fracionamento da areia do Perfil Topo.

Fonte: Autora.

Figura 34 - Distribuição das frações granulométricas do Perfil Média Encosta.

Fonte: Autora.

Figura 35 - Distribuição das frações granulométricas do fracionamento da areia do Perfil Média Encosta.

Fonte: Autora.

A partir dos dados morfológicos e granulométricos, pôde-se concluir que a cobertura pedológica das bordas da cicatriz amostral, ou seja, do material não remobilizado, pode ser classificada como Neossolo Litólico (SANTOS *et al.*, 2018), diferentemente do apontando pelo mapa de Rossi (2017). Essa diferenciação ocorre provavelmente pela escala de análise, uma vez que o mapa possui uma escala menor que a deste trabalho.

Os dados morfológicos coletados em campo que podem oferecer melhor indicativo quanto à circulação hídrica nos perfis são cor, textura, estrutura e transição (MONIZ, 1972; BRADAY e WEIL, 2013). Tal circulação é importante para a compreensão da interação água/mineralogia para a deflagração de escorregamentos.

O primeiro indicativo é a **cor** dos perfis, pois a mesma indica as condições de drenagem do solo. Como dito anteriormente, a trincheira P1 apresentou-se em tons mais brunos, ao passo que P2 em tons mais amarelados. Isso sugere que a porção central da cicatriz, local onde está P2, possui maior fornecimento de água, já que sua cor é regida pela presença de um mineral hidratado, a goethita (FeO(OH)). Já P1, sugere ter presença de água inferior à P2, tendo sua coloração mais atrelada à oxidação (BRADY e WEIL, 2013).

Quanto à **textura**, é provável que a frente de saturação avance rapidamente nos dois perfis, dado que há uma predominância efetiva da fração areia e de material grosseiro (> 2mm), principalmente nos horizontes inferiores. Contudo, o modo como essas partículas estão organizadas ao longo do perfil, ou seja, a estrutura, também influi em tal avanço.

A **estrutura** maciça tende a apresentar porosidade menor, pois seus agregados se apresentam mais compactados e com menor individualização, sendo então, apédica. Já na

estrutura em blocos é possível observar agregados individualizados, os quais podem variar de pequenos a muito grandes (GROHMAN, 1972). O arranjo dos grãos, formando a estrutura, é um dos fatores que condiciona os caminhos preferenciais da água durante sua infiltração e percolação (GROHMAN, *op. cit.*), sendo, consequentemente, maior na estrutura em blocos do que na maciça, devido à individualização de agregados.

A estrutura dos horizontes superficiais em P1 (A e CA) e P2 (A) é em blocos subangulares, variando de médios a muito grandes, ao passo que os horizontes subjacentes apresentam estrutura predominantemente maciça. Ressalta-se que os horizontes CA (P2) e C1 e C2 de ambos os perfis apresentam blocos subangulares médios, associados a raízes, em meio a estrutura maciça dominante.

A estrutura do solo pode facilitar a entrada e a percolação da água apenas nos horizontes superficiais, até a mudança para estrutura maciça em C1. Contudo, mesmo a estrutura sendo predominantemente maciça, há blocos subangulares associados às raízes, o que pode causar uma alteração paulatina no regime de percolação da água, pois as raízes e as individualizações dos blocos geram caminhos preferenciais para água. Já os horizontes abaixo possuem maior semelhança física com o material de origem.

A **transição** no contato lítico (de C2 para Cr) pode representar um fator importante para infiltração e circulação de água. Isso porque o perfil passa de características mais próximas de solo (C2) para um material com características mais semelhantes à rocha (Cr) de forma abrupta, apresentando aumento de consistência na ponta da faca e fragmentos de maiores dimensões (mesmo que intemperizados) (**Fig. 36**).

Figura 36 - Contato lítico entre os horizontes C2 - Cr de P1 e P2. Ressalta-se que o contato de P2 encontra-se inclinado pois segue a topografia.

Fotos: Autora.

6.3 Caracterização Mineralógica das Areias

Pela análise morfooscópica, constatou-se que as areias são compostas majoritariamente de feldspato, seguido de quartzo, biotita, poliminerálicos e poucos minerais acessórios, como a hornblenda. Nas frações grossa e muito grossa das areias há predominância de feldspato e de quartzo, tendo uma grande quantidade de biotitas em enclaves nesses minerais, especialmente na fração areia muito grossa. A partir da fração de areia grossa, as biotitas começam a se apresentar de forma individualizada (**Fig. 37**). Nas frações areia média até areia muito fina, a quantidade de biotita aumenta bastante, aproximando-se às quantidades de quartzo. Isso ocorre em todos os horizontes, de ambos os perfis.

Figura 37 - Frações de areia média de todos os horizontes demonstrando a grande incidência de micas isoladas. Perceber que a quantidade de mica aumenta conforme os horizontes mais profundos.

Fotos: Autora.

Os poliminerálicos encontrados em todos os horizontes, com exceção de P2Cr, são basicamente caracterizados de duas formas: (a) feldspato ou quartzo associado à uma excessiva

quantidade de biotitas; e (b) fragmento de rocha apresentando quartzo, feldspato e biotita. Ademais, em alguns grãos, de diversos horizontes, foram encontradas hornblendas acopladas aos minerais principais.

A análise das frações modais de areia grossa e muito grossa mostrou que, na trincheira P1 (**Fig. 38**), o feldspato predomina em todos os horizontes; o quartzo apresenta sua maior quantidade no horizonte A e a mica no horizonte Cr (**Fig. 40 e 41**). Já para o P2 (**Fig. 39**), quase não se observa mica nas frações modais, o quartzo predomina no horizonte A e o feldspato predomina nos horizontes restantes (**Fig. 42**). A quantidade de poliminerálicos encontrados é maior em P1 do que em P2,

Figura 38 - Frações modais de grãos de areia da trincheira P1 analisados por morfoscopia, com identificação de alguns exemplos analisados, onde Fd = Feldspato, Qz = Quartzo, Mi = Mica, Pol. = Poliminerálico. Zoom de 10x. Nota-se que não há micas individualizadas na fração de areia grossa.

Fotos: Autora.

Figura 39 - Frações modais de grãos de areia da trincheira P2 analisados por morfoscopia, com identificação de alguns exemplos analisados, onde Fd = Feldspato, Qz = Quartzo, Mi = Mica, Pol. = Poliminerálico. Zoom de 10x. Nota-se que não há micas individualizadas na fração de areia grossa.

Fotos: Autora.

Figura 40 – Biotitas de granulometria grossa (0,5 – 1mm) provenientes de P1C2 com presença de hornblenda acoplada (vide seta) observadas em lupa eletrônica com aumento de 50x.

Foto: Autora.

Figura 41 - Gráficos de cada horizonte da trincheira P1 e suas respectivas mineralogias sumárias.

Fonte: Autora.

Figura 42 - Gráficos de cada horizonte da trincheira P2 e suas respectivas mineralogias sumárias.

Fonte: Autora.

A análise morfooscópica para textura superficial e grau de arredondamento tem por base o trabalho de Whalley (1976), que mostra a relação entre a textura e a forma dos grãos e o atrito do solo. Assim, a interpretação do grau de arredondamento (**Fig. 43 e 44**) demonstrou que os grãos se caracterizam, em sua maioria, angulares e subangulares, o que pode gerar um solo com mais resistência, pois suas arestas dificultam a movimentação e aumentam o atrito entre as partículas.

Em P1, há nítida predominância da classe 1, angular, em todos os horizontes. Já para P2, o grau de arredondamento apresenta-se um pouco mais distribuído entre as classes 1, 2 e 3, de angulares a subangulares. Ademais, em P2, os horizontes C1 e Cr apresentaram um aumento na categoria 5, subarredondado, e, especificamente Cr, apresentou aumento nas categorias 6 e 7, subarredondado e arredondado.

Por outro lado, para textura superficial dos grãos (**Fig. 45 e 46**) não houve uma disparidade tão grande entre as categorias, mas, apesar disso, a textura lisa predominou em quase todos os horizontes, com exceção do P2A. Conquanto, a representatividade de textura ondulada também é grande, pois aparece em quantidade pouco menor que a lisa, no contexto geral. A textura rugosa teve ínfima presença, em ambos os perfis. Esse resultado mostra que a maioria dos grãos de areia possui uma textura superficial favorável à movimentação, dado que a mesma possui menor atrito entre as partículas.

No contato lítico de ambos os perfis predominam grãos de feldspato, formas angulares e textura lisa, ou seja, no contexto geral, as frações modais do contato C2 – Cr possuem pontos antagônicos quanto à instabilidade para escorregamentos, dado que os minerais possuem textura predominantemente propícia à instabilidade e forma propícia à estabilidade.

Figura 43 - Gráficos de cada horizonte da trincheira P1 e seus devidos graus de arredondamento.

Fonte: Autora.

Figura 44 - Gráficos de cada horizonte da tricheira P2 e seus devidos graus de arredondamento.

Fonte: Autora.

Figura 45 - Gráficos de cada horizonte da trincheira P1 e suas respectivas texturas superficiais.

Fonte: Autora.

Figura 46 - Gráficos de cada horizonte da tricheira P2 e suas respectivas texturas superficiais.

Fonte: Autora.

7. IDENTIFICAÇÃO MINERALÓGICA

Esse capítulo visa a descrição dos minerais, primários e secundários, identificados nas análises de MEV-EDS e de DRX, a fim de apontar sequências e padrões de alteração.

7.1. MEV-EDS

A combinação de análises de MEV-EDS e técnicas de raios-x, como DRX e XPS⁴, para compreensão do tipo e padrões de alteração ocorridos em diferentes amostras já foi utilizada por outros autores (*i.e.* BERNER e HOLDREN JR, 1979; GULLÀ *et al.*, 2008). Deste modo, este tópico visa correlacionar os dados obtidos pelos dois ensaios para a compreensão do estágio e dos processos de alteração ocorridos na área de estudo.

A análise por MEV demonstrou padrões de alteração correlacionáveis com os minerais identificados e semi-quantificados por DRX, possibilitando uma interpretação da origem dos minerais secundários e das possíveis etapas de alteração (*i.e.* feldspato – gel amorfo – ilita). Ou seja, três tipos de amostras foram analisados no MEV, sendo micas individualizadas, feldspatos pouco alterados e feldspatos alterados com coloração amarela. Todas as amostras são advindas do contato lítico (C2-Cr), sendo os resultados apresentados a seguir.

7.1.1. Micas

Primeiramente, a análise das micas possibilitou identificá-las como biotitas, devido à presença de Mg em sua composição - $K(Mg,Fe^{++})_3(AlSi_3O_{10})(OH,F)_2$ – sendo, então, uma mica trioctaédrica ferro-magnésiana. Os grãos de biotita foram analisados a partir de três locais importantes: superfície pouco alterada, cavidade de alteração localizada no centro da partícula e bordas em processo de alteração.

Gullà *et al.* (2008) indicam que durante o intemperismo, as micas tendem a abrir suas camadas reticulares e perder gradualmente íons K^+ . Tal processo foi observado nas amostras aqui analisadas, as quais apresentam nas bordas e na cavidade, perda de K^+ e Fe^+ , mostrando um padrão de alteração deste mineral. Na cavidade, o EDS indicou que o ponto 3 é o mais alterado (**Fig. 47 a 49**). As **Tabelas 15 e 16** mostram a redução de K^+ conforme à aproximação com a borda do mineral, ou seja, do local mais exposto. Além disso, essa última mostra o início da alteração, apresentando uma textura distinta do resto da amostra, o que aparenta ser uma capa sobreposta ao material menos alterado com composição química distinta (**Fig. 50 a 52**). Percebe-se que quanto mais longe da borda, maior a quantidade de K^+ , e isso foi descrito por Meunier (2005) como progresso de vermiculitização das arestas dos cristais de biotita. Para Delvigne (1998), esse tipo

⁴ - Espectroscopia de Fotoelétrons de Raios-X

de alteração encontra nas biotitas analisadas corresponde a um padrão linear regular (*regularly parallel linear pattern*).

Figura 47 - Alteração de biotita em cavidade central. (a) Zoom out da cavidade de alteração analisada por EDS; (b) Cavidade analisada por EDS e seus respectivos pontos de coleta de dados.

Fonte: Autora.

Figura 48 - Gráfico do ponto 1 de EDS da cavidade central da mica

Fonte: Autora.

Figura 49 - Gráfico do ponto 3 de EDS demonstrando perda de K e Fe em relação ao ponto 1. Fonte: Autora.

Fonte: Autora.

Figura 50 - Alteração de biotita. (a) Zoom out da borda de alteração analisada por EDS; (b) Borda analisada por EDS e seus respectivos pontos de coleta de dados.

Fonte: Autora.

Figura 51 - Gráfico do ponto 1 de EDS da borda da mica, mostrando maior alteração por meio de perda de K e Fe.

Fonte: Autora.

Figura 52 - Gráfico do ponto 6 de EDS da borda da mica com menor alteração.

Fonte: Autora.

Tabela 15 - Porcentagem atômica dos elementos do EDS realizado na borda da biotita.⁵

Atom %	O-K	F-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	K-K	Ti-K	Mn-K	Fe-K
<i>P1C2mi-2(1)_pt1</i>	62.75	0.00		6.92	6.19	15.13	3.85	0.53		4.63
<i>P1C2mi-2(1)_pt2</i>	58.00	0.00	0.00	6.78	6.75	16.67	4.62	0.72		6.46
<i>P1C2mi-2(1)_pt3</i>	47.36		0.06	7.85	8.11	20.73	6.09	1.00		8.81
<i>P1C2mi-2(1)_pt4</i>	61.02	0.00	0.00	7.13	6.57	16.12	3.98	0.48		4.69
<i>P1C2mi-2(1)_pt5</i>	39.26		0.19	7.19	7.63	21.17	9.02	1.30		14.25
<i>P1C2mi-2(1)_pt6</i>	37.65		0.00	7.09	7.59	21.51	9.63	1.54	0.45	14.55

Fonte: Autora.

Tabela 16 - Porcentagem atômica dos elementos do EDS realizado na cavidade central da biotita.

Atom %	O-K	F-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	K-K	Ca-K	Ti-K	Cr-K	Fe-K
<i>P1C2mi(2)_pt1</i>	47.11		0.27	5.16	11.90	24.89	3.89		0.60		6.18
<i>P1C2mi(2)_pt2</i>	48.71		0.07	8.21	7.65	21.19	5.59		0.99		7.59
<i>P1C2mi(2)_pt3</i>	59.63	0.00		0.50	14.94	23.18	0.17	0.26			1.33
<i>P1C2mi(2)_pt4</i>	57.96	0.00	0.33	0.67	14.42	24.23	0.26	0.34			1.79
<i>P1C2mi(2)_pt5</i>	41.80		0.00	9.68	8.75	24.27	6.38		0.84	0.16	8.12

Fonte: Autora.

Uma análise também em granito realizada por Melfi (1967) identificou a seguinte sequência de alteração da biotita: biotita – hidrobiotita – vermiculita – caulinita ou gibbsita. A perda de K faz com que a biotita se transforme, inicialmente, em vermiculitas – $(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_3(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ – (KLEIN e DUTROW, 2012). Entretanto, Melfi (1967) aponta que a perda de Fe^{3+} e a consequente mudança de coloração de marrom para amarelo-pardo também caracteriza um dos primeiros estágios de alteração da biotita, gerando hidrobiotita. A hidrobiotita é caracterizada por uma deficiência de K^+ , ferro férrico e água em sua composição química, comparando-se com a biotita não intemperizada (KOGURE e MURAKAMI, 1996). A hidrobiotita pode se transformar rapidamente em vermiculita, que pode formar, posteriormente, caulinita (MELFI, 1967).

Para Meunier (2005), a transformação da biotita pode ser dada para vermiculita trioctaedral + caulinita + oxihidróxidos de Fe. O K é removido mais rapidamente de minerais trioctaedrais do que de seus homólogos dioctaedrais. Normalmente, a progressiva remoção de K^+

⁵ - O K que aparece ao lado de todos os elementos químicos listados dessa tabela e das próximas é respectivo à camada K das camadas eletrônicas da partícula.

da entrecamada da mica faz com que ela se transforme em vermiculita e depois em esmectita (MEUNIER, 2005). Entretanto, o acúmulo de K^+ em solução, perdidos pela alteração biotita – vermiculita, pode também promover “ilitização”, ou seja, a formação de ilitas (YUAN, 2019), além de que o K em solução pode reverter vermiculita para mica (JACKSON *et al.*, 1952) e também pode adsorver na entrecamada de outro filossilicato.

Newman e Brown (1966) mostram uma sequência representativa do progressivo processo de alteração das micas, sendo ele descrito a partir dos seguintes estágios:

- Substituição de K^+ por Na^+ ;
- Perda de $(OH)^-$ liberados após a perda de íons K^+ . A carga da camada 2:1 diminui, o que implica na perda de íons K^+ adicionais;
- Oxidação do ferro ferroso: $4Fe^{2+} + 4(OH)^- \text{ estrutural } O_2 \rightarrow 4Fe^{3+} + 4O_2^- \text{ estrutural } + 2H_2O$;
- Perda de cátions bivalentes em posição octaédrica, como Mg^{2+} .

7.1.2 Feldspato pouco alterado

As amostras de feldspato pouco alterado, advindas de Cr, apresentavam-se a olho nu e em lupa eletrônica quase nada alteradas. Contudo, pela análise do MEV pôde-se observar o início de porosidade nos grãos, bem como alterações químicas iniciais a partir de golfos de dissolução. Nessa etapa, então, foram identificados dois tipos de feldspatos, sendo, K-feldspatos e plagioclásios.

No primeiro grão analisado (**Fig. 53**), o EDS foi realizado em uma fratura a qual expôs o material sem alteração. Nessa área foram realizados 4 pontos para identificação do mineral, sendo que os dados obtidos se apresentaram-se quase idênticos (**Tabela 17**), ou seja, sem perdas ou adições de elementos significativa. Pela análise das porcentagem dos elementos, conclui-se que este seja um grão de plagioclásio - $(Na,Ca)(Si,Al)_4O_8$ - com ínfima alteração na área analisada.

O segundo grão analisado (P1CRfd1) foi classificado como microclina (K-feldspato) e apresentou feições maiores de intemperismo (**Figs. 54**). Assim, a análise EDS foi realizada em um golfo de dissolução com o objetivo de ver as alterações químicas e se havia precipitações de minerais secundários. Tal análise forneceu as seguintes informações importantes: (a) as cavidades pretas são locais de concentração de gel amorfo, juntamente com neoformação de ilitas; e (b) os pontos 3 e 4 realizados no centro da cavidade indicaram local com domínio caulínítico (**Fig. 55 e 56**).

Figura 53 - Plagioclásio pouco alterado e pontos de análise de EDS.

Fonte: Autora.

Tabela 17 -Porcentagem atômica dos elementos encontrados no EDS de todos os pontos do plagioclásio pouco alterado.

Atom %	O-K	Na-K	Al-K	Si-K	K-K	Ca-K
P1CRfd2(1)_pt1	22.40	2.09	15.73	41.07		18.71
P1CRfd2(1)_pt2	26.56	5.61	16.99	44.13		6.71
P1CRfd2(1)_pt3	23.65	3.24	16.58	44.43		12.11
P1CRfd2(1)_pt4	18.21	4.71	18.25	49.91	0.44	8.48

Fonte: Autora.

A concentração de gel, juntamente com a neoformação de ilita, podem ser indicativos de um processo de dissolução incongruente e de um tipo específico de mecanismo de dissolução que ocorre em feldspatos. Yuan *et al.* (2019) realizaram um compilado de trabalhos a respeito dos quatro mecanismos de dissolução que ocorrem no grupo dos feldspatos, sendo: 1) mecanismo de dissolução controlado por reação superficial (LAGACHE *et al.*, 1961a; LAGACHE *et al.*, 1961b; BERNER e HOLDREN, 1979); 2) mecanismo controlado de lixiviação-difusão preferencial (CORRENS e VON, 1938; CORRENS, 1940; CHOU e WOLLAST, 1984; HELLMANN, 1994; OELKERS e SCHOTT, 1995; GOUT *et al.*, 1997; CHARDON *et al.*, 2006); 3) mecanismo de dissolução-reprecipitação interfacial (HELLMANN *et al.*, 2003; HELLMANN *et al.*, 2012; RUIZ-AGUDO *et al.*, 2012; PUTNIS, 2014; HELLMANN *et al.*, 2015; RUIZ-AGUDO *et al.*, 2016); e 4) mecanismo de dissolução controlada por precipitação-difusão (WOLLAST, 1967; HELGESON, 1971; HELGESON, 1972).

Figura 54 - Processo inicial de alteração da microclina com neoformação de argila. (a) Zoom out do golfo de dissolução; (b) Golfo de dissolução com formação de gel; (c) gel amorfo com neoformação de ilita; (d) domínio caulínítico com provável presença de ilita, estando interestratificados; (e) EDS do golfo de dissolução e seus pontos, sendo que os pontos 3 e 4 mostram formação de ilita; (f) EDS do domínio caulínítico com possível presença de ilita interestratificada

Fonte: Autora.

Figura 55 - Gráfico do ponto 2 do EDS do golfo de dissolução com formação de gel do golfo de dissolução.

Fonte: Autora.

Figura 56 – Gráfico EDS do ponto 1 do domínio caulínítico com possível presença de ilita interestratificada, localizado no golfo de dissolução.

Fonte: Autora.

Outros ensaios seriam necessários para afirmar qual(is) mecanismo(s) de dissolução está(ão) ocorrendo neste K-feldspato. Contudo, pelas características descritas por Yuan *et al.* (2019), pode-se apontar uma possível correlação do que foi visto com o mecanismo 4, *mecanismo de dissolução controlada por precipitação-difusão*, o qual ocorre por dissolução incongruente, com reação de precipitação subsequente muito próxima ou na superfície do feldspato.

Meunier (2005) indica que a alteração aqui encontrada é típica de feldspato, onde, em certas condições de superfície, vão se tornando cada vez mais porosos, e conforme há o aumento destes poros, eles vão sendo preenchidos por argilominerais neogênicos misturados com detritos do mineral parental. Concomitantemente, nos primeiros estágios de alteração, pode-se observar material silicatado amorfo nos poros, assim como partículas finas de argila, como ilita.

O domínio caulinitico apresenta perda de Na e Ca e aumento de K em relação a amostra não alterada (**Fig. 56**), além de que a presença de Mg nesse ponto indica possível presença de illita interestratificada. A neoformação de caulinita aqui observada parece ser resultante da precipitação direta em áreas de dissolução do feldspato (**Tabela 18**) (MEUNIER, 2005). Tal alteração, feldspato – caulinita, é algo facilmente observada em qualquer feldspato. Isso ocorre pela alteração do feldspato em caulinita a partir do aumento de Al e incorporação de hidroxila.

Tabela 18 - Porcentagem atômica dos elementos encontrados no EDS de todos os pontos do golfo de dissolução da microclina pouco alterada. Fonte: Autora

Atom %	O-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	P-K	K-K	Ti-K	Fe-K
<i>P1CRfd1(1)_pt1</i>	59.53		0.31	12.21	17.86	0.58	1.52	0.58	7.41
<i>P1CRfd1(1)_pt2</i>	35.55		0.05	12.81	31.44	0.18	14.16	0.93	4.88
<i>P1CRfd1(1)_pt3</i>	51.44	0.47	0.00	9.41	26.79	0.14	8.86		2.91
<i>P1CRfd1(1)_pt4</i>	53.28	0.43		9.75	27.31		8.66		0.57

Fonte: Autora.

Diante do exposto, pressupõe que esse K-feldspato tende a uma alteração sequencial de feldspato – illita – caulinita e/ou feldspato – gel - illita – caulinita.

7.1.3. Feldspato com alteração amarela

Essa etapa teve por objetivo identificar a sequência de alteração responsável pela coloração em tom amarelo nos bolsões encontrados nos horizontes de ambos os perfis. Nessas amostras também foram identificados dois tipos de feldspatos com a mesma coloração amarelada à olho nu e com o mesmo padrão de alteração, sendo K-feldspatos e plagioclásios. Os principais dados obtidos e explorados individualmente a seguir são: (a) aumento na porosidade do grão e presença de maiores golfos de dissolução, (b) borda de alteração que segue a clivagem do feldspato; (c) formação de caulinita a partir do feldspato em superfícies claras; e (d) acúmulo de Fe amorfo e óxido de Fe em cavidades pretas.

Comparando os resultados obtidos pela análise da amostra dos feldspatos pouco alterados com os que seguem, pôde-se indicar que houve significativo aumento da porosidade, das dimensões dos golfos de dissolução e alterações químicas significativas exploradas a seguir (**Fig. 57**). As mudanças físicas citadas são importantes para molhabilidade e permeabilidade do grão (YUAN *et. al.*, 2019), já que tais feições acarretam em maior acúmulo de moléculas de água. Há de se ressaltar que as amostras aqui em comparação são do contato lítico, sendo a menos alterada advinda do Cr e a mais alterada, de C2. Isso indica uma mudança física mineralógica importante entre os horizontes, já que no sobrejacente à rocha os minerais se encontram com maior porosidade, a qual reflete em uma maior textura superficial.

Figura 57 - Feldspatos analisados por MEV. (a) Feldspato pouco alterado proveniente do horizonte P1Cr; (b) Feldspato com alteração avançada, proveniente do horizonte P1C2, onde pode-se perceber o aumento da porosidade do grão e de dimensões de golfos de dissolução.

Fonte: Autora.

O aumento nas dimensões dos golfos de dissolução é resultado da maior ação de intemperismo químico sobre a partícula. Isso, então, pode ser atrelado às perdas e ganhos de elementos com essa alteração. As tabelas que seguem são respectivas às duas amostras aqui comparadas, sendo as duas primeiras respectivas aos feldspatos pouco alterados e as outras duas respectivas ao mineral alterado, em local com formação de caulinita e na borda de alteração (Tabelas 19 a 23).

Tabela 19 - Porcentagem em peso dos elementos encontrados no EDS de todos os pontos do plagioclásio pouco alterado.

Weight %	O-K	Na-K	Al-K	Si-K	K-K	Ca-K
P1CRfd2(1)_pt1	13.11	1.76	15.52	42.18		27.43
P1CRfd2(1)_pt2	16.86	5.12	18.19	49.17		10.67
P1CRfd2(1)_pt3	14.37	2.83	16.99	47.39		18.43
P1CRfd2(1)_pt4	10.99	4.08	18.58	52.88	0.64	12.83

Fonte: Autora.

Tabela 20 - Porcentagem em peso dos elementos encontrados no EDS de todos os pontos do golfo de dissolução da microclina pouco alterada.

Weight %	O-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	P-K	K-K	Ti-K	Fe-K
P1CRfd1(1)_pt1	41.23		0.32	14.27	21.71	0.78	2.57	1.20	17.92
P1CRfd1(1)_pt2	21.26		0.05	12.92	33.00	0.21	20.69	1.67	10.19
P1CRfd1(1)_pt3	34.98	0.46	0.00	10.79	31.97	0.18	14.72		6.91
P1CRfd1(1)_pt4	37.67	0.44		11.62	33.89		14.97		1.40

Fonte: Autora.

Tabela 21 - Porcentagem em peso dos elementos do EDS de área com predomínio de argila fina com formação de caulinita, no feldspato alcalino alterado.

Weight %	O-K	F-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	P-K	K-K	Ca-K	Ti-K	Fe-K
<i>P1C2am1(1)_pt1</i>	43.25			0.94	20.10	25.25	0.96	0.63	0.54	1.69	6.64
<i>P1C2am1(1)_pt2</i>	25.27			0.48	25.61	30.28	2.11	0.95	1.08	3.81	10.41
<i>P1C2am1(1)_pt3</i>	16.95	0.34	0.31	0.60	27.59	33.55	1.58	1.02	1.05	3.17	13.85
<i>P1C2am1(1)_pt4</i>	30.65			0.67	23.87	31.18	0.80	0.71	0.75	2.17	9.20
<i>P1C2am1(1)_pt5</i>	34.27	0.00		0.56	22.86	28.68	0.96	0.65	0.53	2.90	8.60
<i>P1C2am1(1)_pt6</i>	31.61			0.71	24.47	30.08	0.83	0.49	0.87	2.79	8.14
<i>P1C2am1(1)_pt7</i>	31.80			0.68	24.42	29.92	0.97	0.53	0.91	2.94	7.83

Fonte: Autora.

Tabela 22 - Porcentagem em peso dos elementos do EDS da região de alteração do oligoclásio alterado evidenciando a formação de Caulinita e Ilita.

Weight %	O-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	P-K	K-K	Ca-K	Ti-K	Fe-K
<i>P1C2am2(1)_pt1</i>	15.81	1.72		20.72	41.39		2.57	4.84		12.95
<i>P1C2am2(1)_pt2</i>	31.02	0.97	0.00	19.55	27.86		12.80		1.17	6.63
<i>P1C2am2(1)_pt3</i>	37.28	2.24	0.03	18.77	31.79	0.28	2.65	1.07		5.90
<i>P1C2am2(1)_pt4</i>	34.38		0.15	18.91	24.14		10.62			11.80
<i>P1C2am2(1)_pt5</i>	22.12	0.78	0.44	19.86	26.30	1.14	5.61	1.47	2.66	19.62

Fonte: Autora.

Tabela 23 - Porcentagem em peso dos pontos de EDS realizado na escamação de um feldspato.

Weight %	O-K	F-K	Al-K	Si-K	Fe-K
<i>P1C2am4(1)_pt1</i>	45.45	0.00	18.48	10.06	26.01
<i>P1C2am4(1)_pt2</i>	5.76		9.65	1.58	83.01
<i>P1C2am4(1)_pt3</i>	63.32		22.66	14.02	

Fonte: Autora.

No plagioclásio sem alteração (P1CRfd2) não há presença de Fe, assim como em locais com pouca alteração de outras amostras, ao passo que esse elemento se apresenta em maiores proporções na escamação do feldspato alterado (P1C2am4) (**Tabela 23**). A relação Si – Al também é alterada conforme ocorre o intemperismo químico, pois os mesmos vão sofrendo perdas para solução, ao mesmo tempo que essas perdas vão formando outros minerais, como o caso da caulinita e da ilita. Percebe-se que os valores de Si são muito maiores na região inalterada do que na área do golfo de dissolução. Locais com formação de caulinita e ilita apresentam valores traços de Ti, o qual não aparece em outros cenários. Já para o K, sua quantidade aumenta conforme

aumenta o grau de alteração do feldspato, mas acredita-se que tal elemento seja alóctone, proveniente das micas e depositado na superfície dos feldspatos.

A borda de alteração encontrada é uma feição em franja ao longo do grão, formando escamação a partir do contato das clivagens do feldspato, ocorrendo nela formação de caulinitas e acúmulo de Fe amorfo. O padrão de alteração encontrado nessa feição é de formação de caulinitas e ilitas na superfície das escamações e de acúmulo de Fe amorfo e gel nas cavidades pretas, os quais formarão goethita e/ou hematita. (**Fig. 58 a 62**). Segundo Delvigne (1998), a alteração aqui encontrada é do tipo linear cruzado (*regularly crossing linear pattern*), o qual, uma de suas características, é a precipitação de minerais secundários ao longo da clivagem do mineral primário.

Figura 58 - Borda de alteração. (a) Borda de alteração em formato de franja se prolongando pelo grão, destacada pelo pontilhado amarelo; (b) Zoom na escamação da borda de alteração na clivagem do feldspato; (c) Pontos de EDS na escamação indicando formação de caulinita e Fe amorfo; (f) formação de Fe amorfo na escamação.

Fonte: Autora.

Figura 59 – Ponto 2 do EDS realizado na cavidade da escamação da Fig. 63c mostrando pico de Fe.

Fonte: Autora.

Figura 60 – Ponto 3 do EDS realizado na parte clara da escamação da Fig. 63c.

Fonte: Autora.

Figura 61 - Ponto 1 do EDS realizado na escamação da Fig. 63d mostrando formação de Fe amorfo.

Fonte: Autora.

Figura 62 - Ponto 2 do EDS realizado na escamação da Fig. 63d mostrando formação de Fe amorfo.

Fonte: Autora.

Essa feição é resultante de alterações químicas e físicas nas clivagens do feldspato, causando essa forma visual de camadas que, inicialmente, pode até ser confundido com material micáceo (**Fig. 63**), mas que é refutado pela análise química. Dentre as precipitações identificadas, há formação predominante de caulinita, sendo, algumas vezes, associada à ilitas. A formação de caulinita pode ser dada a partir de hidrólise, onde há a substituição de cátions metálicos (como K, Na ou Ca) por íons de hidrogênio. Tal alteração é descrita por Migón (2006) como:

K-Feldspato

Caulinita

Cabe lembrar que Melfi (1967) também identificou material amorfo proveniente da alteração de feldspato, o qual, posteriormente, transforma-se em caulinita, assim como também observou a transição direta de feldspato – caulinita.

Para identificar os locais de domínios cauliniticos, buscou-se semelhanças visuais do que já havia sido identificado com esse tipo de alteração. Assim, a **Fig. 64 e Tabela 24** mostram a mesma tendência que a **Figs. 56** de domínio caulinitico na superfície das escamações, assim como em outras áreas que também se apresentam visualmente com tons mais claros. Juntamente com a precipitação de caulinita, pode-se observar a formação de argila fina, como nesse caso abaixo, de ilitas.

Figura 63 – Alteração do feldspato e formação de escamações. (A) Foto em lupa eletrônica com aumento de 20x de um torrão de solo, tendo ao centro um K-Feldspato pouco alterado e com sua clivagem em evidência; (B) Foto realizada em MEV da escamação formada em K-Feldspato; (C) Ilustração aproximada da alteração do K-Feldspato a partir de um corte na clivagem, sendo a última etapa a formação de gel e de caulinita sobre as escamações.

Fonte: Autora.

Figura 64 - EDS de ponto de alteração do Feldspato alterado evidenciando a formação de Caulinita e Ilita.

Fonte: Autora.

Tabela 24 - Porcentagem atômica dos elementos do EDS da região de alteração do oligoclásio alterado evidenciando a formação de caulinita e illita.

Atom %	O-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	P-K	K-K	Ca-K	Ti-K	Fe-K
<i>P1C2am2(1)_pt</i>										
1	26.54	2.01		20.63	39.59		1.76	3.24		6.23
<i>P1C2am2(1)_pt</i>			0.00							
2	46.52	1.01		17.38	23.80		7.86		0.59	2.85
<i>P1C2am2(1)_pt</i>			0.03							
3	52.18	2.18		15.58	25.35	0.20	1.52	0.60		2.36
<i>P1C2am2(1)_pt</i>			0.14							
4	51.18			16.70	20.47		6.47			5.03
<i>P1C2am2(1)_pt</i>			0.49							
5	37.06	0.91		19.73	25.10	0.98	3.85	0.98	1.49	9.41

Fonte: Autora.

Por outro lado, observa-se no ponto 2 da **Fig. 58c** o acúmulo de Fe amorfo em locais visualmente escuros/pretos, sendo denominados aqui de cavidades. Acredita-se que a distinção de cores e formações entre as cavidades escuras e os pontos claros possa ser explicada a partir da composição química dos mesmos, onde o Fe amorfo, assim como os óxidos de Fe, possam propiciar tonalidades escuras para observação em MEV, e os locais de formação de argilominerais (composição predominante de Si e Al) apresentem tonalidades mais claras. Dessa forma, para melhor entender a composição química das zonas escuras, foi realizado um mapa dos elementos químicos (**Fig. 65**), a fim de observar quais os elementos predominantes e quais elementos que apresentam algum decréscimo.

Figura 65 – Mapa composicional da cavidade de formação de Fe amorfo e óxido de Fe na camada K, tendo ao lado suas respectivas concentrações de cada elemento. A delimitação em branco na concentração dos elementos Si, Al e Mg foram realizadas manualmente a partir da linha de decréscimo da concentração.⁶

Fonte: Autora

⁶ - O K ao lado dos elementos químicos também é representativo da camada eletrônica K do átomo.

Nitidamente, a **Fig. 65** mostra uma área de predomínio de Fe, sendo este em forma predominantemente amorfa, já que não houve identificação de cristais mesmo nos maiores aumentos. Contudo, não se descarta a possibilidade desse material amorfo ser, na verdade, constituído de ferrihidrita, material qual pode ser o precursor de goethita e hematita, mas, por se tratar de uma nanopartícula, dificilmente é identificado por MEV ou DRX. A linha branca delimitada à mão, após a confecção do mapa, demonstra que seu tracejado acompanha as bordas da área escura, e há concomitantemente a diminuição de outros elementos, sendo Si, Al e Mg, ao passo que o Fe domina tanto a área da cavidade, como seus arredores.

Como visto no tópico da alteração da biotita, as mesmas estão em processo de alteração por meio da perda de K^+ e Fe^+ , sendo que esse padrão de alteração encontrado (linear regular) tem por característica a formação de goethita. Ademais, Meunier (2005) aponta que um dos possíveis produtos da alteração da biotita são oxihidróxidos de Fe. Aliado a isso, as análises de EDS de pontos sem alteração ou com pouca alteração dos feldspatos indicou baixo teor de Fe em sua composição química. Com isso, acredita-se que o Fe encontrado nesses pontos do feldspato alterado não seja proveniente dele e, sim, das micas, o qual é liberado pela abertura de suas lamelas e depositados em cavidades de alteração dos feldspatos, causando seu tingimento em tons amarelados e imagens pretas na análise visual por MEV.

Para uma análise do acúmulo de Fe e para tentar encontrar alguma forma de Fe cristalizada (goethita, hematita, magnetita e maghemita, etc.), buscou-se a interpretação de outras cavidades. Outros EDS foram realizados com o objetivo de comprovar a hipótese de que tais locais são zonas de predomínio de Fe amorfo (**Fig. 66 a 70 e Tabelas 25 e 26**).

Figura 66 - Cavidade de alteração do K-Feldspato para Fe amorfo. (a) Pontos coletados de EDS; (b); (c) Gráfico EDS ponto 4; (d) Gráfico EDS ponto 5.

Fonte: Autora.

Figura 67 - Gráfico EDS do ponto 2 da cavidade de alteração do K-Feldspato para Fe amorfo.

Fonte: Autora.

Figura 68 - Gráfico EDS do ponto 4 da cavidade de alteração do K-Feldspato para Fe amorfo.

Fonte: Autora.

Figura 69 - Gráfico EDS do ponto 5 da cavidade de alteração do K-Feldspato para Fe amorfo.

Fonte: Autora.

Figura 70 - EDS realizado em um aglomerado de partículas finas do plagioclásio alterado, indicando aumento da quantidade de Fe.

Fonte: Autora

Tabela 25 - Porcentagem em peso dos elementos do ponto de EDS realizado no aglomerado de partículas finas do plagioclásio alterado.

Weight %	O-K	Na-K	Al-K	Si-K	Fe-K
P1C2am3(2)_pt1	32.32	2.63	18.14	15.98	30.93

Fonte: Autora.

Tabela 26 - Porcentagem atômica dos elementos do ponto de EDS realizado no aglomerado de partículas finas do plagioclásio alterado.

Atom %	O-K	Na-K	Al-K	Si-K	Fe-K
P1C2am3(2)_pt1	51.40	2.92	17.11	14.48	14.09

Fonte: Autora.

Observou-se, então, que via de regra, as cavidades escuras são locais de acúmulo de gel Fe e possivelmente de óxido/oxihidróxido de Fe. A principal associação que pode ser feita, então, é que o Fe perdido das micas é depositado nos feldspatos e é o responsável pela alteração em tons amarelos que aparece à olho nu nos perfis, seja em bolsões nos horizontes, assim como em torrões menores. Tal coloração é advinda da formação do hidróxido de Fe, goethita – FeO (OH) a partir da liberação de Fe das micas, sendo que tal conclusão foi dada a partir da análise dos EDS das cavidades, juntamente com os dados de DRX, que serão explorados a seguir. Para Klein e Dutrow (2012), a goethita é produto de intemperismo típico de minerais com constituição de Fe em ambientes oxidantes, sendo que pode ser um precipitado direto inorgânico ou biogênico da água, e possui como características: cor castanho-amarelado ou castanho-escuro, clivagem e traço castanho-amarelado.

Em suma, acredita-se então que: (a) as biotitas sejam as responsáveis pela formação de ilita, hidrobiotita, vermiculita e talvez esmectita, e óxidos de Fe goethita e hematita; e (b) os feldspatos sejam responsáveis pela formação de caulinita, ilita, gel amorfo e, talvez, esmectita

7.2. DRX

7.2.1 Solo Total - Bulk

O DRX de Solo Total apontou minerais primários do grupo dos feldspatos, como microclina (K-feldspato), oligoclásio, albita (plagioclásios) e um do grupo dos feldspatóides, a leucita. Além disso, identificou-se quartzo, zeolita e os máficos biotita e hornblenda (**Figs. 71 e 72**). Quanto aos minerais secundários, só foram identificados nessa etapa um tipo de óxido, a hematita, e minerais 2:1, sendo, ilita, muscovita e hidrobiotita (Grupo das Micas), vermiculita, e montmorillonita (grupo das esmectitas). Assim, não há uma diferença significativa da mineralogia dos horizontes para o ensaio *Solo Total*. Todos são compostos essencialmente por grupos de feldspato, quartzo, argilominerais 2:1 e minerais acessórios.

Mesmo sem a semi-quantificação desta etapa, considerando maior ocorrência por repetição ao longo dos horizontes e dos perfis, pode-se dizer que o mineral com menor incidência foi a zeolita, e os minerais com maior foram quartzo, microclina e biotita. Já os filossilicatos que mais se repetem no ensaio *Solo Total* foram vermiculita e illita, respectivamente. Como visto pelo ensaio do MEV, esperava-se encontrar caulinita entre os minerais secundários. Contudo, o motivo de não obter identificação de caulinita no DRX *Solo Total* é a sobreposição de picos, tendo então a necessidade de análise da fração argila, que será tratada no próximo tópico.

A partir dos resultados mostrados nesse tópico, juntamente com as observações em lupa eletrônica e morfoscopia, pode-se associar a área amostral com a Fácies Cinza 1, da Unidade Itaóca, descrita por Mello (1995). Os minerais primários encontrados em ambos os trabalhos possuem granulação média, com constituição mineralógica de feldspatos, quartzo, biotita e hornblenda, apresentando alguns megacristais de microclina e inclusões de oligoclásio. Biotita e hornblenda representam de 10% a 20% da rocha total e possuem coloração de verde a marrom-claras. Contudo, o autor indica grande presença de magnetita, ao passo que o presente trabalho encontrou predomínio de goethita entre os óxidos e, em alguns pontos, hematita (o que será discutido no tópico da *Fração Argila*).

Figura 71 - Difratomogramas de DRX Solo Total dos horizontes da trincheira P1.

Fonte: Autora

Figura 72 - Difratogramas de DRX Solo Total dos horizontes da trincheira P2.

Fonte: Autora.

7.2.2. Fração Argila: Qualificação e Semi-Quantificação

A fração argila dos horizontes A, C1, C2 e Cr, de ambas as trincheiras, apresenta os minerais hidrobiotita, vermiculita, ilita, caulinita e esmectita, em diferentes proporções. O reconhecimento destes minerais (**Fig. 73 e 74**) foi feito por: a) hidrobiotita - d001 varia de 12,267 a 12,289 Å em K 22° C (CHEN, 1977); b) vermiculita - d001 varia de 14,303 a 14,390 Å em K 22°, colapso para 10.0 Å nos tratamentos K350° e K550° e nenhuma expansão do tratamento de Mg-EG (MALLA, 2002); c) ilita - d001 varia de 10,042 a 10,072 Å, d002 de 5,004 a 5,015 Å e d003 de 3,533 a 3,583 Å em K 22° C, com nenhuma ou leve alteração destes números com aquecimento ou solvatação com EG (FANNING *et al.*, 1989); d) caulinita – picos d001 varia de 7,172 a 7,397 Å e d002 de 3,559 a 3,583 Å nas amostras tratadas com K 22° C, K 350° C e Mg-EG e o desaparecimento do pico nas amostras tratadas com K 550° C (DIXON, 1989); e) esmectita - pico d001 de 14,303 a 14,364 Å no K 22°C, seu colapso para 10 Å nos aquecimentos K 350° C e K 550° C e seu deslocamento para ângulos menores no tratamento Mg-EG (REID-SOUKUP e ULERY, 2002).

A semi-quantificação (**Fig. 75 e 76**) indicou que no horizonte Cr, que é o mais próximo da rocha, há claro domínio de caulinita em P1 e P2, com teores variando entre 54 e 33%, respectivamente. Hidrobiotita é o segundo mineral mais abundante neste horizonte, em ambas as trincheiras, com valores entre 16 (P1) e 25% (P2). Os minerais vermiculita, ilita e esmectita estão presentes no P1, nesta ordem de abundância, enquanto apenas esmectita e vermiculita foram registrados em P2, com maiores quantidades de esmectita, que atinge aqui as maiores porcentagens de todas as amostras analisadas (24%).

Figura 73 - Difratogramas das amostras da trincheira P1. Saturações e tratamentos térmicos, onde Es = Esmeclita; Ve = Vermiculita; Hi = Hidrobiotita; I = Ilita; e K = Caulinita.

Fonte: Autora.

Figura 74 - Difratomogramas das amostras da trincheira P2. Saturações e tratamentos térmicos, onde Es = Esmeclita; Ve = Vermiculita; Hi = Hidrobiotita; I = Ilita; e K = Caulinita.

Fonte: Autora.

Figura 75 - Semi-quantificação dos argilominerais dos horizontes da trincheira P1.

Fonte: Autora.

Figura 76 - Semi-quantificação dos argilominerais dos horizontes da trincheira P2.

Fonte: Autora.

Quanto ao C2, há uma variação de predominância entre caulinita e hidrobiotita. Em P1, a caulinita é mais abundante (43%), sendo que a hidrobiotita ocupa o segundo lugar (~25%), enquanto em P2, a hidrobiotita (35%) é ligeiramente mais abundante que a caulinita (33%). A vermiculita é terceiro mineral mais comum deste horizonte, em ambas as trincheiras, mas com quantidades semelhantes ao horizonte sobrejacente. Por último, ocorre ilita e esmectita, o primeiro em maiores quantidades no P1 e o segundo no P2. As quantidades de esmectita, entretanto, são nitidamente menores neste horizonte, se comparado ao horizonte Cr. Já a ilita é mais abundante neste horizonte em relação ao Cr.

No C1, há predomínio de hidrobiotita em ambos os perfis, com variação entre 31 e 35% da assembleia mineralógica. A caulinita e a vermiculita ocupam, respectivamente, a segunda e terceira posição de maior abundância no P1 e P2. A caulinita varia entre 31 e 18% e a vermiculita entre 16 e 29% no P1 e P2, respectivamente. Esmectita e ilita ocorrem em menores proporções.

Por fim, o horizonte A de ambas as trincheiras apresentou resultados menos homogêneos. A hidrobiotita (35%) e a vermiculita (30%) estão em maior quantidade em P1, enquanto a vermiculita (30%) e a ilita predominam em P2 (26%). Caulinita é o terceiro mineral mais abundante em ambas (21 a 24%), enquanto esmectita e ilita em P1 e hidrobiotita e esmectita em P2 são os menos abundantes.

Desta maneira, é possível perceber alguns padrões de variação dos minerais nas assembleias de argila. A caulinita aumenta e a vermiculita diminui do horizonte menos profundo (A) para o mais profundo (Cr). A hidrobiotita e ilita tendem a diminuir em maiores profundidades, especialmente em P1, enquanto a esmectita tende a aumentar nos horizontes mais profundos, principalmente em P2. Além disso, a soma das porcentagens dos minerais que possivelmente são transformados a partir das micas (hidrobiotita, ilita e vermiculita) diminui do horizonte A ao horizonte mais profundo (Cr), indicando um aumento na alteração de micas conforme há aumento da pedogênese.

Assim, é provável que os horizontes mais superficiais (A e C1) possuam predominância de hidrobiotita, a vermiculita e a ilita (somadas) devido a alteração dos minerais do grupo das micas, resultando nesses três tipos de argilominerais. Provavelmente, a transformação da biotita leva à, primeiramente, uma hidrobiotita, a qual corresponde a um mineral interestratificado entre biotita e vermiculita; depois há formação de vermiculita e ilita. Somado a isso, a ilita também pode ser derivada de um estágio intermediário de alteração do feldspato, no qual essas se encontram interestratificadas às caulinitas ou podem ser formadas por meio de gel amorfo.

O fato destes minerais derivados de micas terem maiores teores nos horizontes superiores do perfil (A e C1), está atrelado aos dados vistos em morfoscopia: As micas apresentam um pico

de quantidade (fração areia) em Cr, local onde está ocorrendo a individualização das mesmas por intemperismo físico e químico. A partir dessa individualização, as micas começam a passar por processos de alteração química mais intenso, com perda de K^+ e Fe, fazendo com que nos horizontes acima, que apresentam estágios pedogenéticos mais intensos, apareçam maiores quantidades de micas secundárias (hidrobiotitas, ilitas, vermiculitas). Assim, pode-se indicar uma tendência de alteração mica – hidrobiotita – vermiculita e/ou mica – ilita.

A transformação do feldspato leva à precipitação de caulinita e ilita. A predominância de caulinita nos horizontes mais profundos (Cr e C2) está associada à sua formação diretamente a partir do intemperismo dos feldspatos, conforme visto no MEV-EDS. Tal transformação ocorrida por hidrólise, resulta em maior quantidade de caulinita no contato lítico devido à quantidade disponível de feldspato pouco alterado, além de que os domínios de alteração caulíníticos podem apresentar interestratificação com ilitas.

Ao mesmo tempo, o alto teor de esmectitas em Cr também está atrelado à quantidade de feldspato desse horizonte. Esse mineral secundário tende a ser predominantemente neogênico, pois sua formação é proveniente de ambientes com alto teor de Si, Ca e Mg e com baixa disponibilidade de água (MEUNIER, 2005), corroborando com os dados químicos vistos em MEV-EDS, que mostraram a alteração do feldspato por meio da liberação de Ca e Mg, além da Si. Assim, a presença de esmectitas nesse horizonte é reflexo de uma pedogênese menos intensa, uma vez que, em meio tropical úmido, esses minerais são facilmente alteráveis por meio de lixiviação da sílica (REID-SOUKUP e ULERY, 2002), indicando que o local possui pouco ou esporádico fornecimento de água. Contudo, há de se considerar que as esmectitas também são produtos intermediários de alteração e podem ser provenientes de minerais secundários, como por exemplo de vermiculitas e ilitas (EVANS, 1992).

Portanto, com os dados obtidos pela semi-quantificação, juntamente com os dados de MEV-EDS, pode-se indicar que as trincheiras analisadas demonstram um *perfil de solo invertido*, ou seja, há uma predominância de minerais 2:1 no topo em relação à base. Isso pode ser, provavelmente, explicado pelos seguintes processos: As micas do contato lítico estão sendo alteradas, principalmente, por intemperismo físico, o qual está individualizando seus grãos anteriormente acoplados à feldspatos e quartzo (observado pela morfoscopia), reduzindo a possibilidade de alteração química e geração de minerais secundários provenientes delas. Já os feldspatos se encontram individualizados, com estágios de alteração mais avançados que as micas e são os responsáveis pela formação de caulinita e, possivelmente, de esmectita por meio de transformação e precipitação. Desta forma, devido ao predomínio de feldspatos no contato lítico, o mesmo apresentará maior quantidade de minerais secundários que dele são derivados, ao mesmo tempo que as micas terão sua alteração química aumentada conforme os horizontes pedogenéticos

mais evoluídos, ou seja, apresentarão maiores quantidades de micas secundárias em horizontes de maior pedogênese, como os horizontes A e C1.

Neste mesmo sentido, há a seguinte hipótese para se explicar a quantidade representativa de esmectitas encontradas em horizontes superficiais como A (10,8% em P1 e 7,1% em P2): O pico de esmectita em Cr pode ser relacionado à neoformação a partir de Si, Ca e Mg, local de perda desses elementos a partir do feldspato e má drenagem do perfil. Ao passo que os horizontes A e C1 não apresentam má drenagem, a estabilidade das esmectitas nestes pode ser explicada pela sua formação a partir das micas, grupo qual apresentam maior nível de alteração nos horizontes superficiais.

Na leitura das lâminas de amostras secas e não-orientadas (**Figs. 78 e 79**), identificou-se principalmente o óxihidróxido de Fe, goethita, e óxido de Fe, hematita. P1Cr foi o único horizonte que não apresentou algum tipo de óxido nessa análise. Goethita ocorre em quase todos os horizontes de ambos os perfis - com exceção de P2Cr - e hematita foi identificada nos horizontes C2 e Cr. Tal análise mostra uma tendência de ocorrência de oxihidróxido de Fe nos horizontes superiores, ao passo que os horizontes mais próximos à rocha apresentam óxido de Fe. Tal dado leva a crer que o fato da hematita se apresentar apenas em horizontes mais fundos (P1C2, P2C2 e P2Cr), pode ser um indicativo de que estes possuem menor fornecimento de água que seus sobrejacentes, tendo então a formação desse mineral e, posteriormente, sua transformação em goethita por hidratação.

Os óxidos de ferro estão sendo, como dito anteriormente, originados do Fe liberado pelas micas por meio da seguinte sequência: biotita – gel amorfo – oxihidróxido/óxido de Fe. Com isso, as alterações em tons amarelados do feldspato analisados por MEV-EDS, são provenientes do acúmulo desse material em sua superfície (**Fig. 77**).

Figura 77 - Amostra de bolsão de P1, tendo destaque para a alteração amarelada, local de formação de goethita; e para o feldspato pouco alterado.

Foto: Gramani, M. F. (2018).

Figura 78 - Difratogramas das amostras de fração argila não-orientada da trincheira P1. Destaca-se que P1Cr não apresentou óxidos nessa análise.

Fonte: Autora.

Figura 79 - Difratogramas das amostras de fração argila não-orientada da trincheira P2.

Fonte: Autora.

8. MINERALOGIA e INSTABILIDADE DAS ENCOSTAS

Melfi (1967) descreveu duas sequências de alteração dos minerais constituintes do granito que ele analisou na região de Campinas-SP: biotita – hidrobiotita – vermiculita – caulinita ou gibbsita / mica – ilita – mica intermediária – vermiculita – montmorillonita – caulinita – gibbsita. Complementarmente, Meunier (2005) traz a seguinte tendência de alteração do feldspato: no início do intemperismo, o feldspato torna-se cada vez mais poroso, sendo que conforme os poros aumentam de tamanho, são preenchidos por argilas neogênicas misturadas à detritos do mineral parental; nos primeiros estágios de alteração, pode-se observar gel e partículas finas de filossilicatos (*i.e.* ilita) nos poros; esmectitas aparecerão em estágios mais intensos de intemperismo. Assim, os resultados aqui obtidos estão com consonância com ambos os autores citados acima. Primeiramente, a sequência descrita por Melfi (1967) de biotita – hidrobiotita – vermiculita, o aumento de poros em comparação aos dois feldspatos analisados, bem como a presença de gel e argilas neogênicas (Meunier, 2005).

Como justificado por Moreira (1974), a compreensão do perfil do solo é ponto básico para compreensão da estabilidade das encostas, considerando também que as propriedades médias da massa é que governam o seu comportamento. Com isso, o estágio de alteração em que a Unidade Itaóca se encontra pode ajudar a entender parte de sua suscetibilidade a escorregamentos. Considerando o Fator de Segurança (**Equação 2**), a mineralogia poderá ter um reflexo direto nos parâmetros de resistência ao cisalhamento **atrito (ϕ)** e **coesão (c)**, alterando também as tensões cisalhantes de **peso do solo (γ)** e **poro-pressão (u)** por meio da saturação e dilatação. Assim, a combinação entre a individualização de minerais primários (feldspatos e, especialmente, micas, que são laminares), a formação de minerais secundários laminares (argilominerais) e o predomínio da estrutura maciça, ou seja, a uma estrutura apédica nos horizontes inicialmente expostos a pedogênese (C2 e Cr), parece levar a uma importante diminuição do atrito e da coesão em relação a rocha, com diminuição da resistência ao cisalhamento na área de estudo.

Primeiramente, a redução do atrito em C2 e Cr pode ser atrelado à quantidade de minerais de textura superficial lisa. Devido à individualização das micas, em especial a partir da areia média, os horizontes apresentam menor atrito não apenas pelo formato laminar, mas também devido à profundidade de suas depressões superficiais. Devido à clivagem, as depressões das micas variam apenas de 100 a 10.000 nm, ao passo que as do quartzo, por exemplo, variam em torno de 50.000 a 500.000 nm devido a sua fratura conchoidal, tendo reflexo direto na rugosidade e, consequentemente, no atrito (SELBY, 1993). Por outro lado, o grupo dos feldspatos apresenta boa clivagem, que forma um ângulo de 90° ou próximo a isso (KLEIN e DUTROW, 2012), tendo por consequência a redução do atrito dado às superfícies lisas, vistas pela morfoscopia. Em reflexo

a isso, os gráficos expostos abaixo indicam que o contato lítico em P2 apresenta-se como zona de maior quantidade de minerais com textura superficial lisa, ao passo que em P1 ocorre o oposto (Fig. 80).

Figura 80 – Gráficos de textura lisa superficial da fração areia. (a) Diminuição de minerais com superfície lisa em P1 conforme profundidade; (b) Aumento de minerais com superfície lisa em P1 conforme profundidade.

Fonte: Autora.

Fonseca *et al.* (2005) atestam que a quantidade de partículas laminares, como as micas individualizadas da fração areia e silte e os argilominerais neoformados, é inversamente proporcional ao ângulo de atrito residual do solo. Isso ocorre porque os formatos lamelares tendem a ter menor quantidade de pontos de contato entre as partículas (MOORE, 1991). Contudo, há de se ressaltar que solos com porcentagens muito semelhantes de fração argila podem variar no ângulo de atrito devido a mineralogia presente (NAKAMURA *et al.*, 2010). Os autores apontam que os principais minerais responsáveis pela alteração do ângulo de atrito são esmectitas, vermiculitas, cloritas e micas, mostrando que quanto maior seu conteúdo, menor o ângulo de atrito. Na presente pesquisa o horizonte C2 varia entre 57,4% e 67,1% e Cr entre 46,5% e 66,7% no teor de esmectita, vermiculita e micas, podendo gerar no contato lítico um baixo ângulo de atrito.

O Cr apresenta maiores quantidades de esmectita que o C2 em ambos os perfis, sugerindo uma diminuição do ângulo de atrito neste horizonte em relação ao sobrejacente. Além disso, o P2 se sobrepõe a P1 por apresentar maior quantidade de esmectita no contato lítico, variando entre 7,5 (C2) e 24% (Cr), ao passo que em P1 os valores estão entre 5 (C2) e 12% (C1).

As esmectitas e as vermiculitas são minerais expansivos, mas as primeiras apresentam maior capacidade de expansão que as últimas (MEUNIER, 2005). Isto significa que, quando o solo está com maiores quantidades de água, as vermiculitas e, principalmente, as esmectitas aumentam de tamanho devido essencialmente a hidratação de suas entrecamadas e de ultramicroporos entre os cristais, refletindo na poro-pressão. Já quando há menores quantidades

de água no solo, estes minerais, em especial as esmectitas, perdem a hidratação da entrecamada e dos ultramicroporos, voltando a apresentam menores cristais e menores volumes como um todo (BRADY e WEIL, 2013).

Essa variação de tamanho com o conteúdo de água no solo diminuirão a coesão das esmectitas e vermiculitas em relação aos argilominerais não expansíveis. A coesão das esmectitas, e possivelmente das vermiculitas, é altamente associada às ligações entre as moléculas de água entre si e também entre as moléculas de água e a superfície do mineral (SRIDHARAN *et. al.*, 1971; SRIDHARAN e PRAKASH, 1999). Assim, em quantidades ideais de água, estas ligações permanecem fortes, unindo umas partículas às outras. Entretanto, em condições de maior umidade, quando os minerais estão bastante expandidos, os espessos filmes de água que se formam agem como lubrificantes e enfraquecem as ligações entre as partículas, diminuindo a coesão (KOENIGS, 1961). Por outro lado, com pequenas quantidades de água, quando os minerais estão contraídos, a coesão também enfraquece, já que ela é fluido-dependente (SRIDHARAN e PRAKASH, 1999; SRIDHARAN, 2002). Com isso, as quantidades nitidamente maiores de esmectita no Cr em relação ao C2, em especial no P2, também indicam brusca redução de coesão do horizonte.

Ademais, o acréscimo de K^+ em montmorillonitas é associado a menor resistência ao cisalhamento. Isso porque íons K^+ dão origem a um arranjo mais próximo das camadas da montmorillonita, resultando na expulsão de algumas moléculas de águas livres, tendo então o decréscimo da resistência a partir de remodulação (ZARUBA e MENCL, 1982). Deste modo, a perda de K^+ dos feldspatos, mas principalmente das micas nos horizontes superficiais (A e C1) pode levar à K^+ livres em solução, percolando pelo perfil, podendo entrar no complexo de troca das montmorillonitas encontradas em Cr, corroborando ainda mais com a redução da resistência ao cisalhamento nesse ponto.

Por fim, deve-se considerar que a composição mineralógica da fração argila, os cátions dominantes no complexo de troca e sua proporção com as outras frações do solo, tem relação direta com os Limites de Atterberg. Ensaio realizados por White (1949) indicaram que a caulinita apresenta Limite de Plasticidade (LP) variando de 29,8 – 39,2% e Limite de Liquidez (LL) variando de 34,9 – 71,6; a illita apresenta LP variando de 23,8 – 52,2% e LL variando de 111,2 – 29%; por fim, a montmorillonita apresenta LP variando de 81,4 – 109,4% e LL variando de 117,5 – 700. Essas variações de valor para o mesmo argilomineral são devidas à diferença de seus cátions Ca, Mg, Na e K. Com isso, os dados de White (1949) corroboram com os dados de atividades das argilas descritos por Skempton (1953) na **Tabela 4**, mostrando que o grupo das esmectitas é o que possui maior LL e LP. Com isso, a caulinita possui LL muito menor que as

esmectitas devido a sua baixa capacidade de absorção de água, resultando em uma saturação mais rápida que em esmectitas (LAGALY, 2006).

Dentro dessa perspectiva, infere-se que os horizontes mais próximos a rocha alterada, devido ao fato da predominância de caulinita, podem apresentar um LL menor que dos horizontes sobrejacentes, sendo fator preponderante para a fluidez do material e contribuindo para a deflagração do escorregamento. Com isso, há uma relação direta entre a rocha pouco alterada (fornecedora de minerais primários) e a formação de uma zona sobrejacente com baixo LL, gerando uma expressiva descontinuidade mineralógica. Além disso, o alto teor de esmectita aqui identificado sugere alto LP, o que, por conseguinte, pode gerar alta saturação, aumentando as tensões cisalhantes por meio do peso e poro-pressão do solo.

A partir do que foi exposto anteriormente, pode-se apontar as influências mineralógicas mais importantes para a deflagração da ruptura do escorregamento no contato lítico C2-Cr: ambas as trincheiras analisadas apresentam maior teor de esmectita e de caulinita no Cr se comparado a A e C1. O Cr de P2 apresentou maior quantidade de minerais de textura superficial lisa e maior presença de esmectita, mineral com menor ângulo de atrito e coesão, enquanto o Cr de P1 apresenta maior presença de caulinita, que possui LL extremamente baixo.

É possível inferir que a cicatriz amostral não foi deflagrada por solapamento de base devido à observação de um pacote sedimentar com estratificação selecionada, resultante de materiais remobilizados à montante. Juntamente a isso, os dados expostos corroboram com o que foi descrito por Skempton e Hutchinson (1969) e Bierman e Montgomery (2014) que indicam que o contato solo-rocha possui uma extensa descontinuidade de forças, sendo essa resultante de heterogeneidade no material ao longo de perfis pouco espessos. O contato lítico, em especial o horizonte Cr, apresenta-se como a zona de maior descontinuidade mineralógica ao longo do perfil de solo e, portanto, responsável pela deflagração do processo. Com isso, acredita-se que a ruptura do escorregamento deu-se por um plano de fraqueza do material de C2 e Cr, sendo as caulinitas e as esmectitas neoformadas fortes agentes de tal descontinuidade (**Fig. 81**).

Figura 81 - Esquema ilustrativo em perfil da cicatriz amostral. O perfil mostra a localização das trincheiras, do contato lítico, onde K = caulinita e Es = esmetita; e as superfícies originais e de ruptura do escorregamento. Abaixo, encontram-se fotos de P1 e P2 com suas respectivas estruturas e cores, e também dos contatos líticos e suas informações mineralógicas mais importantes.

9. CONCLUSÕES

A análise mineralógica como forma de interpretação dos escorregamentos é complexa e, por isso, a presente pesquisa não esgota todas as interpretações possíveis em relação aos escorregamentos da bacia do Gurutuba, mas expõe um cenário de avaliação importante para a compreensão das instabilidades em encostas geradas pelos minerais e sua organização ao longo do solo.

O fato da cicatriz amostral ter sido escolhida pelos dados morfométricos de destaque já permite uma correlação com as outras inseridas na bacia do rio Gurutuba. Além desses dados citados, a cicatriz possui de 100 a 150 m², encaixando-se na categoria de área que predominou no evento. Com isso, as interpretações realizadas aqui poderão ser extrapoladas para as outras cicatrizes deflagradas na bacia do rio Gurutuba e poderão servir como balizadoras para o conhecimento da suscetibilidade a escorregamentos da Unidade Itaóca.

A baixa pedogênese, típica de um Neossolo Litólico, é fator preponderante à mineralogia e a suscetibilidade a escorregamentos rasos na bacia do Gurutuba. Isso porque, solos com intemperismo mais avançado possuem maior teor de óxidos, os quais promovem maior estabilidade dos agregados a partir de ligações mais fortes; além disso, um intemperismo mais intenso promove maior teor de argilominerais 1:1, ou seja, minerais com menor capacidade de retenção de água.

Com isso, infere-se que a mineralogia do Neossolo Litólico estudado pode colaborar com a redução da resistência ao cisalhamento e no aumento das tensões cisalhantes a partir dos seguintes fatores: (a) Redução do atrito por meio de micas e feldspatos individualizados na fração areia e formação de minerais secundários lamelares na fração argila; (b) Redução da coesão por meio da saturação de esmectitas e minerais expansíveis, que agem como lubrificantes (c), Limite de Liquidez baixo devido a considerável presença de caulinita, podendo promover rápida fluidez ao material quando saturado; (d) Alto Limite de Plasticidade dos minerais expansíveis, principalmente das esmectitas, podendo gerar aumento da poro-pressão e do peso do solo no contato lítico a partir da absorção de água.

Por fim, conclui-se que Cr, no qual predomina caulinita e esmectita, é o horizonte responsável pela geração de descontinuidade mineralógica, acarretando em uma zona de fraqueza e área potencial de ruptura da encosta por meio de baixo atrito, baixa coesão, baixo limite de liquidez, alto limite de plasticidade e, conseqüentemente, possível aumento da poro-pressão e peso do solo. Portanto, as áreas da Unidade Itaóca que possuem recobrimento pedológico de Neossolo Litólico terão seu horizonte Cr como zona potencial de ruptura para escorregamentos

rasos. Ao mesmo tempo, as áreas da Unidade Itaóca que apresentarem outras classes de solo, a exemplo de Argissolos e Cambissolos, podem apresentar outras discontinuidades mineralógicas e outra zona de ruptura.

Para trabalhos futuros, os dados mineralógicos aqui obtidos e suas respectivas interpretações serão incorporados à ensaios de geotecnia, o que possibilitará uma descrição mais aprofundada das características mecânicas desse solo às tensões cisalhantes.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABNT – Associação Brasileira de Normas Técnicas. **Determinação do índice de finura por meio da peneira 75 µm (nº 200)**. ABNT NBR 11579:2012 Versão 11/01/2018.
- ANDERSON, J. U. **An improved pretreatment for mineralogical analysis of samples containing organic matter**. *Clays and Clay Minerals*, 10, 380 – 388. 1963.
- AUGUSTO FILHO, Oswaldo. **Caracterização Geológica-Geotécnica voltada à estabilização de encostas: uma proposta metodológica**. 1 Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas – 1 COBRAE. Volume II. Pp 721 – 733. Rio de Janeiro, Novembro de 1992.
- BARLOW, J.; MARTIN, Y.; FRANKLIN, S. E. **Detecting translational landslide scars using segmentation of Landsat ETM+ and DEM data in the northern Cascade Mountains, British Columbia**. *Can. J. Remote Sensing*, Vol. 29, No. 4, pp. 510–517, 2003.
- BASMENJ, A. K.; MIRJAVAN, A. GHAFORI, M; CHESHOMI, A. **Assessment of the adhesion potential of kaolinite and montmorillonite using a pull-out test device**. *Bull Eng Geol Environ* 76:1507–1519. 2017.
- BATISTA, T. **Estudo das interações entre o corante catiônico azul de metileno e partículas de argila em suspensão aquosa. Processos de migração entre partículas**. Dissertação de mestrado. Universidade de São Paulo. Instituto de Química de São Carlos. Programa de Pós-Graduação em Físico-Química. São Carlos. 2006.
- BENNETT, R. H., BRYANT, W. R. and KELLER, G. H. **Clay fabric of selected Submarine sediments-fundamental properties and models**. *Jour. Sediment. Petro.*, 51, 217-232. 1981
- BERNER, R.A., HOLDREN JR, G.R. **Mechanism of feldspar weathering-II. Observations of feldspars from soils**. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43 (8), 1173–1186. 1979.
- BIERMAN, P.R.; MONTGOMERY, D.R. **Hillslope**. In: *Key Concepts in Geomorphology*. W.H. Freeman and Company Publishers New York. 145-178. 2014.
- BONINI, J. E.; VIEIRA, B. C.; MARTINS, T. D.; GRAMANI, M. F. **Parâmetros morfológicos e os escorregamentos na Bacia do rio Gurutuba, Vale do Ribeira (SP)**. *Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada: Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento*. Ebook. Vol. 1. 2017.

- BRADY, N. C.; WEIL, R. R. **Elementos da Natureza e Propriedades dos Solos**. 3 ed. Porto Alegre: Bookman, 2013.
- BROLLO, M. J.; SANTORO, J.; PENTEADO, D. R.; FERNANDES AD SILVA, P. C.; RIBEIRO, R. R.. **Itaoca (SP): Histórico de acidentes e desastres relacionados a perigos geológicos**. 14º Simpósio de Geologia do Sudeste. Campos do Jordão – SP, 2015.
- CALDERANO, S. B.; DUARTE, M. N.; GREDORIS, G. **Análise mineralógica das frações finas do solo por difratometria de raios-X**. Embrapa. Comunicado Técnico. ISSN 1517-5685, Rio de Janeiro, RJ, 2009.
- CAMARGO, O. A.; MONIZ, A. C.; JORGE, J.A. & VALADARES, J. M. A. **Métodos de análise química, mineralógica e física de solo do Instituto Agronômico de Campinas**. Campinas, Instituto Agronômico, 94 p. (Boletim técnico, 106). 1986.
- CAMPANHA G.A.C., GIMENEZ FILHO A., CAETANO S.L.V., PIRES F.A., DANTAS A.S.L., TEIXEIRA A.L., DEHIRA L.K. **Geologia das Folhas Iporanga (SG.X-B-V-2) e Gruta do Diabo (SG.22- X-B-VI-1)**. São Paulo, PROMINÉRIO/Instituto de Pesquisas Tecnológicas. Relatório 22.352. 1985.
- CAMPANHA, G A. C.; SADOWSKI, G. R. **Determinações da deformação finita em rochas metassedimentares da faixa ribeira na região de Iporanga e Apiaí, SP**. Revista Brasileira de Geociências. 32(1): 107-118, março de 2002.
- CAMPANHA, G. A. C; BASEI, M. S.; FALEIROS, F. M.; NUTMAN, A. P. **The Mesoproterozoic to early Neoproterozoic passive margin Lajeado Group and Apiaí Gabbro, Southeastern Brazil**. Geoscience Frontiers 7. 683 – 694. 2016.
- CAROU, C. B.; VIEIRA, B. C.; MARTINS, T. D.; GRAMANI, M. F. **Inventário dos Escorregamentos da Bacia do Rio Gurutuba, Vale do Ribeira (SP)**. Revista do Departamento de Geografia, Volume Especial – Eixo 8 (2017) 172-179. 2017.
- CARSON, M. A.; KIRKBY, M. J. **Hillslope form and process**. Cambridge: Cambridge University Press, 1972.
- CARVALHO, C. S. Estudo da infiltração em encostas de solos insaturados na Serra do Mar. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo. Escola Politécnica. 1989.
- CHARDON, E.S.; LIVENS, F.R.; VAUGHAN, D.J.; **Reactions of feldspar surfaces with aqueous solutions**. Earth Sci. Rev. 78 (1), 1–26. 2006.

- CHEN, P. Y. **Table of key lines in x-ray powder diffraction patterns of minerals in clays and associated rocks.** Department of Natural Resources. Geological Survey Occasional Paper 21. 1977.
- CHOU, L., WOLLAST, R. **Study of the weathering of albite at room temperature and pressure with a fluidized bed reactor.** Geochim. Cosmochim. Acta 48 (11), 2205–2217. 1984.
- CLIMATE-DATA. Clima de Itaóca. Disponível em: <<https://pt.climate-data.org/america-do-sul/brasil/sao-paulo/itaoca-313392/>> Acesso em 16/11/2018.
- CORRENS, C.W. **Die chemische Verwitterung der Silikate.** Naturwissenschaften. 28 (24), 369–376. 1940.
- CORRENS, C.W., VON, E.W. **Neue Untersuchungen über die Verwitterung des Kalifeldspates.** Naturwissenschaften. 26 (9), 137–138. 1938.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo:** Escala 1:750.000. PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL – CPRM. 2006.
- CROZIER, M. J. **Techniques for morphometric analysis of landslides.** Zeitschrift für Geomorphologie 17: p.78-101. 1973.
- CRUZ, Olga. **A Serra do Mar e o litoral na área de Caraguatatuba– São Paulo: contribuição à geomorfologia litorânea tropical.** Tese de Doutorado, DG-FFLCH-USP, São Paulo. 1974.
- DELVIGNE, J.E. **Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering.** 3rd ed. Canadian Mineralogist Special Publication, 509 pp. 1998.
- DENG, P.; HE, Q.; JIANG, Y.; JING, L.; ZHANG, T. Tensile performance characterization of windmill palm leaf sheath fiber by polynomial fitting and XRD peak deconvolution. The Journal of The Textile Institute. P. 1 – 8. 2019.
- DIXON, J. B. **Kaolin and Serpentine Group Minerals.** In: Minerals in Soil Environments. Second Edition. Published by: Soil Science Society of America. Madison, Wisconsin, USA. 1989.
- DOLINAR, B. **Undrained Shear Strength of Saturated Cohesive Soils Depending on Consolidation Pressure and Mineralogical Properties.** Acta Geotechnica Slovenica, 2004.

- EVANS, L.J. **Alteration products at the earth's surface – the clay minerals.** *In*: Weathering, soils e paleosols. Martini, I.P., and Chesworth, W. Amsterdam; New York: Elsevier, pp 107–125. 1992.
- FALEIROS, F. M. MORAIS, S. M.; COSTA, V. S. **Geologia e recursos minerais da Folha Apiaí – SG.22-X-B-V, Estados de São Paulo e Paraná, Escala 1:100.000** – São Paulo: CPRM, 107 P. 2012.
- FANNING, D. S.; KERAMIDAS, V. Z.; EL-DESOKY, M. **Micas.** *In*: Minerals in Soil Environments. Second Edition. Published by: Soil Science Society of America. Madison, Wisconsin, USA. 1989.
- FONSECA, A. P.; LACERDA, W. A.; FUTAI, M. M.; AGUIAR, V. N. **Influência do teor de mica na resistência ao cisalhamento residual em taludes de solos saprolíticos de gnaiss.** IV COBRAE - Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas - Salvador-BA. Pp. 205 – 212. 2005.
- FROUDE, M. J.; PETLEY, D. N. **Global fatal landslide occurrence from 2004 to 2016.** *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 18, 2161–2181. 2018.
- FURIAN, S.; BARBIÉRO, L.; BOULET, R. **Organization of the soil mantle in tropical southeastern Brazil (Serra do Mar) in relation to landslides processes.** *Catena*. Vol.38. pp. 65 – 83.1999.
- GÓES, M. A. C. de, LUZ, A. B. da, & POSSA, M. V. **Amostragem.** *In*: Tratamento de Minérios (4º edição, pp. 19–51). Rio de Janeiro: Centro de Tecnologia Mineral. Ministério da Ciência e Tecnologia. 2004.
- GOMES, M. C. V.; VIEIRA, B. C. **Saturated hydraulic conductivity of soils in a shallow landslide area in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil.** *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol.60/1 p. 53-65. 2016.
- GOUT, R., OELKERS, E.H., SCHOTT, J., WICK, A. **The surface chemistry and structure of acid-leached albite: new insights on the dissolution mechanism of the alkali feldspars.** *Geochim. Cosmochim. Acta* 61 (14), 3013–3018. 1997.
- GRAMANI, M. F.; ARDUIN, D. H. **Morfologia da drenagem dos depósitos de debris flow em Itaoca, São Paulo.** 15º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental. Bento Gonçalves – RS, 2015.

- GRIM, R.E. **Some fundamental factors influencing the properties of soil materials.** *In* Proceedings of the 2nd International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Rotterdam, Vol. 3, pp. 8–12. 1948.
- GROHMAN, F. **Estrutura.** *In:* Elementos de Pedologia. Coordenado por Antônio C. Moniz. São Paulo, Polígono, Ed. Da Universidade de São Paulo. 1972.
- GUIDICINI, Guido; NIEBLE, Carlos M. **Estabilidade de Taludes Naturais e de Escavação.** São Paulo. Ed. Edgard Blucher, 1983.
- GULLÀ, G; ACETO, L; CRITELLI, S; PERRI, F. **Geotechnical and mineralogical characterization of fine grained soils affected by soil slips.** Landslides and Engineered Slopes – Chen et al. (eds). Taylor & Francis Group, London, pp. 373 – 379. 2008.
- HAEFELI, R. **Investigations and measurements of shear strengths of saturated cohesive soils.** *Géotechnique*, 2: 186–208. Head, K.H. 1982. Manual of soil laboratory testing. Vol. 2. Pentech Press, London. 1951.
- HAEFELI, R. **Schnee, Lawinen, Firn und Gletscher.** *In Ingenieur.* Geologic. 2 Bd. Edited by L. Bendel. SpringerVerlag, Vienna, pp. 663-735. 1948.
- HELGESON, H.C. **Kinetics of mass transfer among silicates and aqueous solutions.** *Geochim. Cosmochim. Acta* 35, 421–469. 1971.
- HELGESON, H.C. **Kinetics of mass transfer among silicates and aqueous solutions_**
Correction and clarification. *Geochim. Cosmochim. Acta* 36, 1067–1070. 1972.
- HELLMANN, R. **A leached layer hydrolysis model: a better way to understanding feldspar dissolution at elevated temperatures and pressures.** *Mineral. Mag.* A 58, 400–401. 1994.
- HELLMANN, R., COTTE, S.; CADEL, E., MALLADI, S.; KARLSON, L. S., LOZANO-PEREZ, S., CABIÉ, M., SEYEUX, A. **Nanometre-scale evidence for interfacial dissolution–reprecipitation control of silicate glass corrosion.** *Nat. Mater.* 14 (3), 307–311. 2015.
- HELLMANN, R., PENISSON, J.M., HERVIG, R.L., THOMASSIN, J.H., ABRIOUX, M.F. **An EFTEM/HRTEM high-resolution study of the near surface of labradorite feldspar altered at acid pH: evidence for interfacial dissolution-reprecipitation.** *Phys. Chem. Miner.* 30 (4), 192–197. 2003.

- HELLMANN, R., WIRTH, R.; DAVAL, D.; BARNES, J. P.; PENISSON, J. M.; TISSERAND, D.; EPICIER, T.; FLORIN, B.; HERVIG, R. L. **Unifying natural and laboratory chemical weathering with interfacial dissolution–reprecipitation: a study based on the nanometer-scale chemistry of fluid–silicate interfaces.** Chem. Geol. 294–295, 203–216. 2012.
- HUNGR, Oldrich; LEROUEIL, Serge; PICARELLI, Luciano. **The Varnes classification of landslides types, na update.** Landslides. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2013.
- JACKSON, M. L. R. **Soil Chemical Analysis: Advanced Course.** No.Edition 2 pp.895. 1969.
- JACKSON, M. L.; HSEUNG, Y.; COREY, R. B.; EVANS, E. J.; VANDEN HEUVEL, R. C. **Weathering Sequence of Clay-size Minerals in Soils and Sediments: II. Chemical Weathering of Layer Silicates.** Soil Sci. Soc. Am. J. 16:3-6. 1952.
- KLEIN, C. DUTROW, B. **Manual de ciência dos minerais.** Tradução e revisão: Rualdo Menegat. – 23^a ed. – Porto Alegre. Bookman, pp. 716. 2012.
- KOENIGS, F.F.R. **The mechanical stability of clay soils as influenced by moisture conditions and some other factors.** Verslag. Landbowk. Onderzoek. 67.7 Wageningen: Center for Agricultural Publications and Documentation, 171 pp. 1961.
- KOGURE, T.; MURAKAMI, T. **Direct identification of biotite/vermiculite layers in hydrobiotite using high-resolution TEM.** Mineralogical Journal, vol. 18, No. 4, pp. 131-137. 1996.
- KRUMBEIN, W. C. **Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles.** Journal of Sedimentary Petrology. v. 11, n^o. 2, pp. 64-72. 1941.
- LAGACHE, M., WYART, J., SABATIER, G. **Dissolution Des Feldspaths Alcalins Dans Leau Pure Ou Chargee De CO2 A 200 Degrees C.** GAUTHIER-VILLARS/EDITIONS ELSEVIER 23 RUE LINOIS, 75015 PARIS, FRANCE. pp. 2019. 1961a.
- LAGACHE, M., WYART, J., SABATIER, G., **Mechanisme de la dissolution des feldspaths alcalins dans l'eau pure ou chargee de CO2 a 200 CCR.** Seances Acad. Sci. Ser. 2 (253), 2296–2299. 1961b.
- LAGALY, G. **Colloid Clay Science. Handbook of Clay Science.** Edited by F. Bergaya, B.K.G. Theng and G. Lagaly. Developments in Clay Science, Vol. 1. 2006.
- LAMBE, T.W. **A mechanistic picture of shear strength in clay.** In Proceedings of the Research Conference on Shear Strength of Cohesive Soils, Boulder, Colo., pp. 555–580. 1960.

- LANDIM, P. M. B.; GOMES, C. B.; ARRUDA, J. R.; FÚLFARO, V. J. **Análise de agrupamentos (cluster analysis) aplicada ao estudo geoquímico do granito Itaóca, Região da Ribeira**. XXVII Congresso Brasileiro de Geologia. Volume 7. Porto Alegre. 1974.
- LEMOES, R. C.; SANTOS, R. D. **Manual de descrição e coleta de solo em campo**. 3ª edição. Campinas, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1996.
- MALLA, P. B. **Vermiculites**. In: Soil Mineralogy with Environmental Applications. Co-Editors: Joe B. Dixon e Darrell G. Schulze. Published by: Soil Science Society of America, Inc. Madison, Wisconsin, USA. 2002.
- MCQUEEN, K.G. & SCOTT, K.M. **Rock weathering and structure of the regolith**. In: Scott, K.M. and Pain, C.F. (eds). Regolith Science. Springer, CSIRO, pp. 105-126. 2008.
- MELFI, A. J. **Intemperismo de granitos e diabásios no município de Campinas e arredores, Estado de São Paulo**. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências da Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado. São Paulo, 1967.
- MELLO, I. S. C. **Geologia e estudo metalogenético do maciço Itaóca, Vale do Ribeira, SP e PR**. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia. Tese de Doutorado. 188 págs. 1995.
- MELLO, I. S. C; BETTENCOURT, J. S. **Geologia e gênese das mineralizações associadas ao maciço Itaóca, Vale do Ribeira, SP e PR**. Revista Brasileira de Geociências 28(3):269-284, setembro de 1998.
- MEUNIER, A. **Clays**. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Pp. 476. Germany. 2005.
- MICHAELS, A.S. **Discussion**. Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division. ASCE, 85 (SM2): 91-102. 1959.
- MIGÓN, P. **Granite Landscapes of the world**. Oxford University Press Inc., New York. Pp. 417. 2006.
- MONIZ, A. C. **Elementos de Pedologia**. Coordenado por Antônio C. Moniz. São Paulo, Polígono, Ed. Da Universidade de São Paulo. 1972.
- MOORE, R. **The chemical and mineralogical controls upon the residual strength of pure and natural clays**. Géotechnique, v. 41, no. 1, p. 35-47. 1991

- MOOS, A. von. Geotechnische Eigenschaften und Untersuchungsmethoden der Lockergesteine. Erdbaukurs der E.T.H. No . 4 (Zurich). 1938.
- MOREIRA, J. E. **Estabilidade de Taludes de Solos Residuais de Granito e de Gnaiss.** Universidade Federal do Rio de Janeiro. Programa de Pós-Graduação em Engenharia. Dissertação de Mestrado. Rio de Janeiro, 1974.
- NAKAMURA, S.; GIBO, S.; EGASHIRA, K.; KIMURA, S. Platy layer silicate minerals for controlling residual strength in landslide soils of different origins and geology. *Geology*. v. 38 no. 8; p. 743–746. 2010.
- NEWMAN A. C .D.; BROWN G. **Chemical changes during the alteration of micas.** *Clay Miner* 23:337–342. 1966.
- NIMER, E. **Clima.** In: Geografia do Brasil: Sudeste. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Rio de Janeiro, SERGRAF – IBGE. 1977.
- NORTHEY, R. D. **An experimental study of the structural sensitivity of clays.** Ph.D. Thesis Faculty of Science. University of London. 1950.
- OELKERS, E.H., SCHOTT, J. **Experimental study of anorthite dissolution and the relative an mechanism of feldspar hydrolysis.** *Geochim. Cosmochim. Acta* 59 (24), 5039–5053. 1995.
- PUSCH, R. **Mechanical properties of clays and clay minerals.** In: Handbook of clay science. Edited by F. Bergaya, B.K.G. Theng and G. Lagaly. *Developments in Clay Science*, Vol. 1. Elsevier. 2006.
- PUTNIS, A. **Why mineral interfaces matter.** *Science* 343 (6178), 1441–1442. 2014.
- REGMI, A. D.; YOSHIDA, K.; DHITAL, M. R.; DEVKOTA, K. **Effect of rock weathering, clay mineralogy, and geological structures in the formation of large landslide, a case study from Dumre Besei landslide, Lesser Himalaya Nepal.** *Landslides* 10. p.1-13. 2013.
- REID-SOUKUP, D.; ULREY, A.L. **Smectites.** In: DIXON, J.B. & SCHULZE, D.G., eds. *Soil mineralogy with environmental applications*. Madison, Soil Science Society of America, p.467-499. 2002.
- RESENDE, M.; CURI, N.; KER, J. C.; REZENDE, S. B. **Mineralogia de Solos Brasileiros.** 2. Ed. Lavras – UFLA, 2011.

- RESENDE, M.; CURI, N.; KER, J. C.; REZENDE, S. B.; CORRÊA, G. F. **Pedologia: Base para distinção de ambientes**. 5. ed. rev. Lavras: Editora UFLA, 2007.
- ROSENQVIST, I.Th. **Physico-chemical properties of soils: soil–water systems**. Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE, **85**(SM2): 31–53. 1959.
- ROSS, J. L. S. ; MOROZ, I. C. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**. Laboratório de Geomorfologia. São Paulo: Departamento de Geografia – FFLCH – USP/Laboratório de Cartografia Geotécnica – Geologia Aplicada – IPT/FAPESP (Fundação do Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo) (Mapas e Relatórios). 1997.
- ROSS, J. L. S. **A morfogênese da bacia do Ribeira do Iguape e os sistemas ambientais**. GEOUSP – Espaço e Tempo, São Paulo, N°12, 2002.
- ROSSI, M. **Mapa pedológico do Estado de São Paulo: revisado e ampliado**. São Paulo: Instituto Florestal, 2017. V.1. 118p. 2017. (Inclui Mapas)
- RUIZ-AGUDO, E., KING, H. E.; PATINO-LOPEZ, L. D.; PUTNIS, C. V.; GEISLER, T.; RODRIGUEZ-NAVARRO, C.; PUTNIS, A. **Control of silicate weathering by interface-coupled dissolution- precipitation processes at the mineral-solution interface**. 44 (7), 567–570. 2016.
- RUIZ-AGUDO, E., PUTNINS, C.V., RODRIGUEZ-NAVARRO, C., PUTNIS, A. **Mechanism of leached layer formation during chemical weathering of silicate minerals**. Geology 40 (10), 947–950. 2012.
- SALAZAR, C. A.; ARCHANJO C. J.; BABINSKI, M. ; LIU, D. **Magnetic fabric and zircon U-Pb geochronology of the Itaoca pluton: Implications for the Brasiliano deformation of the southern Ribeira Belt (SE Brazil)**. Journal of South American Earth Sciences, v. 26, p. 286-299, 2008.
- SALAZAR, C. A. **Anisotropia de susceptibilidade magnética dos plútons Ribeirão Branco, Sguário e Capão Bonito e implicações tectônicas para a Faixa Ribeira (Domínio Apiaí, SP)**. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica. Tese de Doutorado. 165 págs. 2010.
- SALAZAR, C. A.; ARCHANJO, C. J. **Age and magnetic fabric of the Três Córregos granite batholith: evidence for Ediacaran transtension in the Ribeira Belt (SE Brazil)**. Int J Earth Sci (Geol Rundsch). 102:1563–1581. 2013.

- SAMUELS, S. G. **The effect of base exchange on the engineering properties of soils**. Building Res. Station Note, N o . C176 (Watford). 1950.
- SANTOS, H. S.; JACOMINE, P. K. T; ANJOS, L. H. C.; OLIVEIRA, A. V.; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M. R.; ALMEIDA, J. NA.; ARAÚJO FILHO, J. C.; OLIVEIRA, J. B.; CUNHA, T. J. F. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5. ed., rev. e ampl. – Brasília, DF: Embrapa, 2018.
- SANTOS, P. S. **Ciência e Tecnologia de Argilas**. Editora Edgar Blucher. pp. 257. 1989.
- SANTOS, R. D.; LEMOS, R. C.; SANTOS, H. G.; KER, J. C; DOS ANJOS, L. H. C. **Manual de Descrição e Coleta de Solo em Campo**. 5ª ed. revista e ampliada. Viçosa. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005.
- SELBY, M. J. **Hillslope materials and processes**. Oxford University Press, New York, 1982.
- SELBY, M. J. **Hillslope: materials and process**. Oxford, England: Oxford University Press. 1993.
- SESTINI, M. F.; FLORENZANO, T. G. **Caracterização de Cicatrizes de Deslizamentos por Processamento de Dados TM Landsat em Caraguatatuba – SP**. Revista do Instituto de Geociências – USP. Geol. USP Sér. Cient., São Paulo, v. 4, n. 2, p. 57-69, 2004.
- SHARPE, C. F. S., **Landslides and related phenomena: a study of mass-movements of soil and rock**. New York, Columbia University Press. 1938.
- SIDLE R. C., OCHIAI H. **Landslides: Processes, Prediction, and Land Use**. Water Resources Monograph 18, American Geophysical Union: Washington, DC. 2006.
- SKEMPTON A.W. **The Colloidal “Activity” of Clays**. In: International Conference On Soil Mechanics And Foundation Engineering, 3. Zurich. p.57 - 61. 1953.
- SKEMPTON A.W.; HUTCHINSON, J. **Stability of natural slopes and embankment foundations**. In: Soil mechanics and foundation engineering conference proceeding/Mexico/. Berkshire, TRID, pp 291–340. 1969.
- SPARKS, D. L. **Environmental Soil Science**. Second edition. Academic Press, 2003.
- SRIDHARAN, A.; NARASIMHA RAO, S.; VENKATAPPA RAO, G. **Shear Strength Characteristics of Saturated Montmorillonite and Kaolinite Clays**. Soils and Foundations Vol. 11, no. 3. 1971.

- SRIDHARAN, A.; PRAKASH, K. **Mechanisms controlling the undrained shear strength behaviour of clays.** Can. Geotech. J. 36: 1030–1038. 1999.
- SUMMA, V.; TATEO, F; GIANNOSI, M. L.; BONELLI, C. G. **Influence of clay mineralogy on the stability of a landslide in Plio-Pleistocene clay sediments near Grassano (Southern Italy).** Catena 80. p.75-85. 2010.
- TERZAGHI, K. PECK, R. B.; MESRI, G. **Soil Mechanics in Engineering Practice.** 3 ed. John Wiley & Sons, Inc. New York. 1996.
- UNDERWOOD, L. B. **Classification and identification of shales: Proceedings of the American Society of Civil Engineer.** Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, v. 93, SM6, p. 97–116. 1967.
- USDA - UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE. **Soil Survey Laboratory Methods Manual.** Soil Survey Investigations Report N° 42. Version 3.0. p. 121 e 383. 1996.
- USGS – U. S. Geological Survey. **Landslide types and processes.** Fact Sheet 2004 – 3072. 2004.
- VARGAS, Milton. **Introdução à Mecânica dos Solos.** São Paulo, McGraw-Hill do Brasil, Ed. Da Universidade de São Paulo, 1977.
- VARNES, D. J. **Slope movement types and processes.** In S. KRIZEK (ed) Slope movement types and processes, Washington:, pp. 11-33. 1978.
- VIEIRA, B. C. **Previsão de escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP) a partir de modelos matemáticos em bases físicas.** Rio de Janeiro. Tese (Doutorado em Geografia). Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro: 97-103 2007.
- VIEIRA, B. C.; FERREIRA, F. S.; GOMES, M. C. V.; **Propriedades físicas e hidrológicas dos solos e os escorregamentos rasos na Serra do Mar Paulista.** Revista Ra'e Ga – Curitiba, v.34, p.269-287. 2015.
- WHALLEY, W. B. **Properties of materials and geomorphological explanation.** Oxford University Press, Ely House, London. 1976.
- WHITE, A. W. **Atterberg Plastic Limits of Clay Minerals.** Amer. Mineral. vol. 34, 508. 1949.
- WHITE, R. E. **Principles and Practice of Soil Science: The soil as natural resource.** 4th ed. Blackwell, 2006.

- WOLLAST, R. **Kinetics of the alteration of K-feldspar in buffered solutions at low temperature.** *Geochim. Cosmochim. Acta* 31 (4), 635–648. 1967.
- WOLLE, C. M.; CARVALHO, C. S. **Deslizamentos em encostas na Serra do Mar – Brasil.** *Revista Solos e Rochas*, Vol. 12, N° único, p.27-36. 1989.
- YOUNG, R. N.; WARKENTIN, B. P. **Introduction to soil behavior.** The Macmillan Co., New York, pp. 451. 1966.
- YUAN, G.; CAO, Y.; SCHULZ, H.; HAO, F.; GLUYAS, J.; LIU, K.; YANG, T.; WANG, Y. XI, K.; LI, F. **A review of feldspar alteration and its geological significance in sedimentary basins: From shallow aquifers to deep hydrocarbon reservoirs.** *Earth-Science Reviews* 191. 114–140. 2019.
- ZARUBA, Q.; MENCL, V. **Landslides and their control: development in geotechnical engineering.** Amsterdam: Elsevier, pp. 324. 1982.

ANEXO 1

Descrição tátil-visual

Esse anexo se destina às descrições táteis-visuais realizadas em campo de duas tradagens, T1 e T2, sendo no topo e média encosta, respectivamente. As descrições foram realizadas seguindo as normas do Manual de Descrição e Coleta de Solo em Campo (SANTOS, *et al.*, 2005), e a obtenção das cores foram a partir do Sistema Munsell de Cores.

Tradagem (T1) – Topo

Horizonte A 0-15 cm: Preto (10 YR 2/1), textura argilo-arenoso, plástica e pegajosa, mas com grande quantidade de areia grossa.

Horizonte 2 - 15-25 cm: Transição de cor para mais clara. Cor da matriz Bruno-acinzentado muito escuro (10 YR 3/2); cor do mosqueado Bruno-avermelhado-claro (2.5YR 6/3). Esse mosqueado aparenta ser de areia grossa, ou muito grossa, sendo em quantidade comum e tamanho pequeno (1 a 2mm) com contraste proeminente. Esse mosqueado possui coloração esbranquiçada e amarelada, com presença significativa de mica preta e dourada e também presença de quartzo. Textura areno-argiloso, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso.

Horizonte 3 - 25-40 cm: Cor da matriz Bruno (10 YR 4/3) (trecho representativo de transição para cor mais clara). Mosqueado de volumes abundantes, tamanho inferior a 5mm e contraste distinto. Presença de quartzo, mica e feldspato se alterando para amarelo. Grande contraste de textura, onde o mesmo se apresentou bem arenoso, não plástico e ligeiramente pegajoso.

Horizonte 4 - 40-55: Cor Bruno-amarelado (10 YR entre 5/6 e 5/4) com volumes pouco contrastados. Textura arenosa, não plástica e não pegajosa. Houve um aumento do número de grânulos, mas não significativamente.

Horizonte 5 - 55-70 cm: Cor da matriz Bruno-amarelado (10 YR entre 5/6 e 5/4) com volumes pouco contrastados. Textura arenosa, não plástica e não pegajosa. A cor foi contaminada com sujeira da parede, uma vez que a tradagem foi dificultada pela chegada ao saprolito.

Horizonte 6 - 70-80 cm: Cor da matriz Bruno-amarelado (10 YR entre 5/6 a 5/4), textura arenosa, não plástica e não pegajosa. Aumento na quantidade de grânulos menores que 2mm e abundantes. Fragmentos de quartzo ou feldspato de até 1,5cm. Contraste difuso.

Horizonte C1 - 80-90 cm: Cor da matriz Bruno-amarelado (10 YR entre 5/6 a 5/4), textura arenosa, não plástica e não pegajosa.

Horizonte Cr - 90-99 cm: Cor da matriz Bruno-amarelado (10 YR entre 5/6 a 5/4). Textura arenosa, não plástica e não pegajosa. Aumento na quantidade de volumes. Nesse ponto o trado começa a fragmentar a rocha alterada do saprolito.

Tradagem (T2) – Limite Esquerdo da Cicatriz

Horizonte A - 0-10 cm: Cor da matriz Preto (10 YR 2/1), textura argilo-arenosa, plástica, com quantidade considerável de areia grossa e alguns grânulos leitosos.

Horizonte AC - 10-17 cm: Cor Bruno-acinzentado muito escuro (10 YR 3/2), textura argilo-arenosa, com muita areia grossa, mais que o anterior, plástico e pegajoso.

Horizonte CA – 17-27 cm: Cor da matriz Bruno (10 YR 4/3), com volumes abundantes de cor Bruno-acinzentado muito escuro (10 YR 3/2), semelhantes ao anterior (com matéria orgânica). Textura argilo-arenosa, plástica e pegajosa (menos que a anterior).

Horizonte C1 – 27-40 cm: Cor da matriz entre Bruno-claro-acinzentado e Bruno-amarelado-escuro (10 YR entre 6/3 e 4/4), arenosa (com presença de argila), não plástica, ligeiramente pegajosa, com mais grânulos e bastante areia grossa.

Horizonte C1 – 40-58 cm: Cor da matriz entre Bruno-claro acinzentado e Bruno-amarelado-escuro (10 YR entre 6/3 e 4/4), arenoso, plástico e ligeiramente pegajoso, com mais grânulos e bastante areia grossa.

Horizonte C1 – 58-74 cm: Cor entre Bruno e Bruno-amarelado-escuro (10 YR 4/4 e 4/3), arenoso, não plástico, não pegajoso, com presença sensível de argila ao tato e muitos grânulos.

Horizonte C2 – 74-97 cm: Cor da matriz Bruno-amarelado-escuro (10 YR 4/4 - mais claro que o anterior), arenoso, não plástico e ligeiramente pegajoso, com muitos grânulos, mas menos que o anterior. Muitos volumes amarelados, pontuais e de até 3mm de diâmetro. Presença de fragmentos de quartzo e feldspato.

Horizonte Cr – 97+: Trado não aprofunda.

Obs: Não há foto de campo desse material por conta do horário da coleta e da chuva que estava começando.

ANEXO 2

Figuras e dados MEV-EDS

Figura anexo 1 - Graus de arredondamento.

Fonte: Krumbein (1941).

Figura anexo 2 - EDS do ponto 3 do golfo de dissolução da microclina pouco alterada.

Fonte: Autora.

Figura anexo 3 - EDS do ponto 4 do golfo de dissolução da microclina pouco alterada.

Fonte: Autora.

Figura anexo 4 - EDS do ponto 2 do Plagioclásio pouco alterado.

Fonte: Autora.

Figura anexo 5 - EDS do ponto 3 do Plagioclásio pouco alterado.

Fonte: Autora.

Figura anexo 6 - EDS do ponto 4 do Plagioclásio pouco alterado.

Fonte: Autora.

Figura anexo 7 - EDS do ponto 2 do domínio caulínítico encontrado no golfo de dissolução da microclina pouco alterada.

Fonte: Autora.

Figura anexo 8 - EDS do ponto 3 do domínio caulínítico encontrado no golfo de dissolução da microclina pouco alterada.

Fonte: Autora

Figura anexo 9 - Porcentagem em peso dos elementos encontrados no EDS de todos os pontos do domínio caulínítico encontrado no golfo de dissolução da microclina pouco alterada.

Weight %	O-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	P-K	K-K	Ti-K	Fe-K
P1CRfd3(1)_pt1	48.09		0.38	15.58	23.77	0.68	3.39	0.68	7.43
P1CRfd3(1)_pt2	48.05	0.08	0.33	15.52	25.02	0.48	3.60	0.32	6.61
P1CRfd3(1)_pt3	44.21	0.40	0.15	12.98	25.45	0.94	6.89	0.72	8.25

Fonte: Autora

Figura anexo 10 - Porcentagem atômica dos elementos encontrados no EDS de todos os pontos do domínio caulínítico encontrado no golfo de dissolução da microclina pouco alterada.

Atom %	O-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	P-K	K-K	Ti-K	Fe-K
P1CRfd3(1)_pt1	63.94		0.33	12.28	18.00	0.47	1.84	0.30	2.83
P1CRfd3(1)_pt2	63.65	0.07	0.28	12.19	18.88	0.33	1.95	0.14	2.51
P1CRfd3(1)_pt3	60.82	0.38	0.14	10.59	19.95	0.67	3.88	0.33	3.25

Fonte: Autora

Figura anexo 11 - EDS de área com predomínio de argila fina com formação de caulinita, no feldspato alcalino alterado (P1C2am1).

Fonte: Autora.

Figura anexo 12 - Ponto 1 do EDS de área com predomínio de argila fina com formação de caulinita, no feldspato alcalino alterado.

Fonte: Autora.

Figura anexo 13 - Ponto 2 do EDS de área com predomínio de argila fina com formação de caulinita, no feldspato alcalino alterado.

Fonte: Autora.

Figura anexo 14 - Ponto 3 do EDS de área com predomínio de argila fina com formação de caulinita, no feldspato alcalino alterado.

Fonte: Autora.

Figura anexo 15 - Ponto 4 do EDS de área com predomínio de argila fina com formação de caulinita, no feldspato alcalino alterado.

Fonte: Autora.

Figura anexo 16 - Ponto 5 do EDS de área com predomínio de argila fina com formação de caulinita, no feldspato alcalino alterado.

Fonte: Autora.

Figura anexo 17 - Ponto 6 do EDS de área com predomínio de argila fina com formação de caulinita, no feldspato alcalino alterado.

Fonte: Autora.

Figura anexo 18 - Ponto 7 do EDS de área com predomínio de argila fina com formação de caulinita, no feldspato alcalino alterado.

Fonte: Autora.

Figura anexo 19 – Porcentagem atômica dos elementos do EDS de área com predomínio de argila fina com formação de caulinita, no feldspato alcalino alterado.

Atom %	O-K	F-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	P-K	K-K	Ca-K	Ti-K	Fe-K
P1C2am1(1)_p											
t1	58.75			0.84	16.20	19.54	0.68	0.35	0.29	0.77	2.59
P1C2am1(1)_p											
t2	39.37			0.49	23.66	26.87	1.70	0.61	0.67	1.98	4.65
P1C2am1(1)_p											
t3	28.26	0.47	0.36	0.66	27.27	31.86	1.36	0.70	0.70	1.77	6.61
P1C2am1(1)_p											
t4	45.50			0.65	21.01	26.36	0.62	0.43	0.44	1.08	3.91
P1C2am1(1)_p											
t5	49.71	0.00		0.54	19.67	23.70	0.72	0.39	0.31	1.41	3.57
P1C2am1(1)_p											
t6	46.50			0.69	21.34	25.22	0.63	0.30	0.51	1.37	3.43
P1C2am1(1)_p											
t7	46.71			0.66	21.27	25.04	0.73	0.32	0.54	1.44	3.29

Fonte: Autora.

Figura anexo 20 – Pontos de EDS do oligoclásio alterado em região de alteração evidenciando a formação de caulinita e illita.

Fonte: Autora.

Figura anexo 21 - Ponto 1 de EDS do oligoclásio alterado em região de alteração evidenciando a formação de caulinita e illita.

Fonte: Autora.

Figura anexo 22 - Ponto 2 de EDS do oligoclásio alterado em região de alteração evidenciando a formação de caulinita e illita..

Fonte: Autora.

Figura anexo 23 - Ponto 3 de EDS do oligoclásio alterado em região de alteração evidenciando a formação de caulinita e ilita.

Fonte: Autora.

Figura anexo 24 - Ponto 4 de EDS do oligoclásio alterado em região de alteração evidenciando a formação de caulinita e ilita.

Fonte: Autora.

Figura anexo 25 - Ponto 5 de EDS do oligoclásio alterado em região de alteração evidenciando a formação de caulinita e ilita.

Fonte: Autora.

Figura anexo 26 - Porcentagem em peso dos elementos do EDS da região de alteração do oligoclásio alterado evidenciando a formação de caulinita e illita.

Weight %	O-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	P-K	K-K	Ca-K	Ti-K	Fe-K
<i>P1C2am2(1)_pt 1</i>	15.81	1.72		20.72	41.39		2.57	4.84		12.95
<i>P1C2am2(1)_pt 2</i>	31.02	0.97	0.00	19.55	27.86		12.80		1.17	6.63
<i>P1C2am2(1)_pt 3</i>	37.28	2.24	0.03	18.77	31.79	0.28	2.65	1.07		5.90
<i>P1C2am2(1)_pt 4</i>	34.38		0.15	18.91	24.14		10.62			11.80
<i>P1C2am2(1)_pt 5</i>	22.12	0.78	0.44	19.86	26.30	1.14	5.61	1.47	2.66	19.62

Fonte: Autora.

Figura anexo 27 - Pontos de EDS (P1C2am4) realizados na escamação do K-feldspato alterado.

Fonte: Autora.

Figura anexo 28 - Ponto 1 do EDS realizado na escamação de um feldspato alterado.

Fonte: Autora.

Figura anexo 29 - Porcentagem atômica dos pontos de EDS realizado na escamação de um feldspato alterado.

Atom %	O-K	F-K	Al-K	Si-K	Fe-K
<i>P1C2am4(1)_pt1</i>	65.31	0.00	15.74	8.24	10.71
<i>P1C2am4(1)_pt2</i>	15.93		15.82	2.49	65.76
<i>P1C2am4(1)_pt3</i>	74.72		15.86	9.42	

Fonte: Autora.

Figura anexo 30 - Mapa dos elementos químicos (na camada K) da cavidade de formação de Fe amorfo e óxido de Fe, tendo ao lado suas respectivas concentrações de cada elemento. A delimitação em branco na concentração dos elementos C e O foram realizadas manualmente a partir da linha de decréscimo da concentração.

Fonte: Autora.

Figura anexo 31 - Porcentagem dos elementos do mapa dos elementos químicos (na camada K) da cavidade de formação de Fe amorfo e óxido de Fe, tendo ao lado suas respectivas concentrações de cada elemento. A delimitação em branco na concentração dos elementos C e O foram realizadas manualmente a partir da linha de decréscimo da concentração.

<i>Element Line</i>	<i>Weight %</i>	<i>Atom %</i>
<i>O K</i>	18.30	39.50
<i>F K</i>	0.00	0.00
<i>Na K</i>	0.73	1.10
<i>Mg K</i>	0.14	0.20
<i>Al K</i>	11.51	14.74
<i>Si K</i>	3.56	4.38
<i>Fe K</i>	57.99	35.86
<i>Cu K</i>	7.77	4.22
<i>Total</i>	100.00	100.00

Fonte: Autora.

Figura anexo 32 - EDS realizado na região com domínio de Fe de um feldspato alterado (P1C2am4).

Fonte: Autora.

Figura anexo 33 – Ponto 1 do EDS realizado na região com domínio de Fe de um feldspato alterado.

Fonte: Autora.

Figura anexo 34 - Ponto 2 do EDS realizado na região com domínio de Fe de um feldspato alterado.

Fonte: Autora.

Figura anexo 35 – Porcentagem em peso dos elementos do EDS realizado na região com domínio de Fe de um feldspato alterado.

Weight %	O-K	Al-K	Si-K	Fe-K
<i>P1C2am4(3)_pt1</i>	30.02	12.98	3.87	53.13
<i>P1C2am4(3)_pt2</i>	13.45	11.29	4.32	70.94

Fonte: Autora.

Figura anexo 36 - Porcentagem atômica dos elementos do EDS realizado na região com domínio de Fe de um feldspato alterado.

Atom %	O-K	Al-K	Si-K	Fe-K
<i>P1C2am4(3)_pt1</i>	54.45	13.96	4.00	27.60
<i>P1C2am4(3)_pt2</i>	31.33	15.60	5.73	47.34

Fonte: Autora.

Figura anexo 37 - EDS realizado em escamação feldspato alterado.

Fonte: Autora.

Figura anexo 38 – Ponto 3 do EDS realizado em escamação do feldspato alterado.

Fonte: Autora.

Figura anexo 39 - Ponto 4 do EDS realizado em escamação do feldspato alterado.

Fonte: Autora.

Figura anexo 40 – Porcentagem em peso dos elementos do EDS realizado em escamação do feldspato alterado.

Weight %	O-K	F-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	K-K	Fe-K
P1C2am5(1)_pt1	4.09				4.90	1.58	3.58	85.85
P1C2am5(1)_pt2	1.91				2.88	0.91	0.46	93.85
P1C2am5(1)_pt3	30.23	0.00	1.67	0.43	15.94	7.77		43.95
P1C2am5(1)_pt4	23.00		1.44	0.41	13.04	6.50	0.81	54.81

Fonte: Autora.

Figura anexo 41 - Porcentagem atômica dos elementos do EDS realizado em escamação do feldspato alterado.

Atom %	O-K	F-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	K-K	Fe-K
P1C2am5(1)_pt1	12.05				8.55	2.65	4.31	72.44
P1C2am5(1)_pt2	6.13				5.47	1.66	0.60	86.15
P1C2am5(1)_pt3	51.99	0.00	2.00	0.48	16.25	7.62		21.65
P1C2am5(1)_pt4	44.45		1.94	0.52	14.95	7.16	0.64	30.35

Fonte: Autora.

Figura anexo 42 – Pontos de EDS realizados na cavidade de alteração do K-Feldspato para Fe amorfo

Fonte: Autora.

Figura anexo 43 – Ponto 1 de EDS realizado na cavidade de alteração do K-Feldspato para Fe amorfo.

Fonte: Autora.

Figura anexo 44 - Ponto 3 de EDS realizado na cavidade de alteração do K-Feldspato para Fe amorfo.

Fonte: Autora.

Figura anexo 45 -Porcentagem em peso dos elementos do EDS realizado na cavidade de alteração do K-feldspato para Fe amorfo.

Weight %	O-K	Mg-K	Al-K	Si-K	K-K	Fe-K
<i>P1C2am6(2)_pt1</i>	0.85		3.76	0.42	1.09	93.87
<i>P1C2am6(2)_pt2</i>	0.85		3.77	0.51	1.32	93.54
<i>P1C2am6(2)_pt3</i>	1.72		6.68	0.48	0.39	90.73
<i>P1C2am6(2)_pt4</i>	12.54	0.10	32.18	3.36	0.42	51.40
<i>P1C2am6(2)_pt5</i>	1.73		15.01	0.68	0.50	82.09

Fonte: Autora.

Figura anexo 46 - Porcentagem atômica dos elementos do EDS realizado na cavidade de alteração do K-feldspato para Fe amorfo.

Atom %	O-K	Mg-K	Al-K	Si-K	K-K	Fe-K
<i>P1C2am6(2)_pt1</i>	2.78		7.28	0.77	1.46	87.71
<i>P1C2am6(2)_pt2</i>	2.78		7.28	0.95	1.76	87.23
<i>P1C2am6(2)_pt3</i>	5.37		12.33	0.85	0.49	80.95
<i>P1C2am6(2)_pt4</i>	25.86	0.14	39.34	3.94	0.36	30.36
<i>P1C2am6(2)_pt5</i>	4.97		25.62	1.12	0.59	67.71

Fonte: Autora.

Figura anexo 47 - Pontos de EDS realizado na borda da biotita.

Fonte: Autora.

Figura anexo 48 - Ponto 2 de EDS realizado na borda da biotita.

Fonte: Autora.

Figura anexo 49 - Ponto 3 de EDS realizado na borda da biotita.

Fonte: Autora.

Figura anexo 50 - Ponto 4 de EDS realizado na borda da biotita.

Fonte: Autora.

Figura anexo 51 - Ponto 5 de EDS realizado na borda da biotita.

Fonte: Autora.

Figura anexo 52 - Porcentagem em peso dos elementos do EDS realizado na borda da biotita.

Weight %	O-K	F-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	K-K	Ti-K	Mn-K	Fe-K
<i>P1C2mi-2(1)_pt1</i>	45.66	0.00		7.65	7.60	19.33	6.85	1.14		11.77
<i>P1C2mi-2(1)_pt2</i>	40.01	0.00	0.00	7.11	7.86	20.19	7.79	1.49		15.56
<i>P1C2mi-2(1)_pt3</i>	29.97		0.05	7.55	8.65	23.02	9.41	1.89		19.45
<i>P1C2mi-2(1)_pt4</i>	43.97	0.00	0.00	7.81	7.99	20.39	7.01	1.03		11.80
<i>P1C2mi-2(1)_pt5</i>	22.29		0.15	6.20	7.30	21.09	12.51	2.22		28.24
<i>P1C2mi-2(1)_pt6</i>	20.98		0.00	6.00	7.13	21.04	13.12	2.56	0.86	28.30

Fonte: Autora.

Figura anexo 53 – Cavidade central da biotita analisada por EDS e seus respectivos pontos de coleta de dados.

Fonte: Autora.

Figura anexo 54 - Ponto 2 da cavidade central da biotita analisada por EDS.

Fonte: Autora.

Figura anexo 55 - Ponto 4 da cavidade central da biotita analisada por EDS.

Fonte: Autora.

Figura anexo 56 - Ponto 5 da cavidade central da biotita analisada por EDS.

Fonte: Autora.

Figura anexo 57 - Porcentagem em peso dos elementos do EDS realizado na cavidade central da biotita.

Weight %	O-K	F-K	Na-K	Mg-K	Al-K	Si-K	K-K	Ca-K	Ti-K	Cr-K	Fe-K
<i>P1C2mi(2)_p</i>											
<i>t1</i>	30.99		0.25	5.16	13.21	28.74	6.26		1.18		14.20
<i>P1C2mi(2)_p</i>					8.35						
<i>t2</i>	31.52		0.06	8.08		24.07	8.84		1.92		17.14
<i>P1C2mi(2)_p</i>											3.51
<i>t3</i>	45.19	0.00		0.58	19.09	30.83	0.31	0.49			
<i>P1C2mi(2)_p</i>											4.67
<i>t4</i>	43.24	0.00	0.36	0.76	18.14	31.73	0.47	0.63			
<i>P1C2mi(2)_p</i>					9.17						
<i>t5</i>	25.99		0.00	9.14		26.49	9.69		1.56	0.32	17.63

Fonte: Autora.